

О. Д. ХУЦИШВИЛИ

**ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ  
ФОРМИРОВАНИЯ ХРАМСКОГО  
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ВЫСТУПА**

«МЕЦНИЕРЕБА»

1977.



საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია

გეოლოგიური ინსტიტუტი

შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 56

მ. ხუციშვილი

სრაჰის კრისტალური უპირილის  
ტექტონიკა და ფორმირების  
ისტორია

გამომცემლობა „მეცნიერება“

თბილისი

1977

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, новая серия, вып. 56

О. Д. ХУЦИШВИЛИ

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ  
ФОРМИРОВАНИЯ ХРАМСКОГО  
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ВЫСТУПА

16838



ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»

ТБИЛИСИ

1977

УДК 55I.24:55I.7(I)(479.22)

552(04I)

55I.24(47.922)

X 986

В работе изложены результаты структурно-геологических исследований, проведенных в период 1968-1972 гг. на территории Храмского "массива", с целью выяснения особенностей тектонического строения доюрских образований его древнего складчатого фундамента.

В работе детально охарактеризованы доюрские образования Храмского выступа фундамента и высказаны соображения об их пространственных и возрастных взаимоотношениях. Основная часть работы посвящена тектонической характеристике доюрских образований, слагающих Храмский выступ фундамента.

В заключительных разделах работы даны представления автора о возрасте и условиях формирования складчатого фундамента Храмского кристаллического сооружения и Закавказского срединного массива в целом.

Редактор Ш. А. А д а м и я

X 20802 20-77  
М607(03)-77

© Издательство "Мецниереба"

## В В Е Д Е Н И Е

Доальпийский фундамент Закавказья в Грузии на дневную поверхность выходит всего в нескольких местах. Это, прежде всего, выступы древнего гранито-метаморфитового фундамента, известные под названием Дзирульского, Храмского и Локского массивов, а также дизская серия Сванетии и незначительные по величине выходы кристаллических пород, открытые недавно в Центральной Абхазии. Все указанные выступы древнего складчатого фундамента, как независимые геотектонические единицы, обособились в альпийском цикле тектогенеза. Тогда же были в их пределах сформированы окончательно все те черты и характерные признаки тектоники, которые в настоящее время выступают здесь наиболее ярко. Однако слагающие их образования, будучи наиболее древними, несомненно, испытали воздействие многократных тектонических движений, происходивших по крайней мере с раннего палеозоя и в процессе своего становления подвергались неоднократным структурным перестройкам. Установить все эти наложенные друг на друга процессы и, тем более, последовательность их проявления, задача чрезвычайно трудная и интересная, так как последовательно проявившиеся тектонические, метаморфические и магматические процессы, как правило, либо перекрывают и маскируют, либо полностью стирают структурный план тектонического элемента, созданный предшествующими процессами

Специальные детальные исследования вопросов тектоники выступов древнего складчатого фундамента Грузии и структурных особенностей слагающих его образований пока еще не проводи-

лись. В многочисленных работах, посвященных Дзирульскому, Храмскому и Локскому выступам фундамента, приводятся лишь фрагментарные сведения о их структуре или же общие представления о тектонической природе последних (П.Гамкрелидзе, 1964, 1965, 1965а, 1966, 1966а; Адамия, 1968, 1972; Кожухаров, Боянов, 1971; И.Гамкрелидзе, 1974).

С 1968 года нами ведутся работы по изучению тектонического строения и расшифровке доальпийской структурной эволюции Храмского, Локского и Дзирульского выступов фундамента. В настоящей работе изложены результаты исследования структурных особенностей Храмского выступа фундамента и сделана попытка в свете новых данных и представлений проследить за ходом тектонического развития и формированием Закавказского срединного массива в целом со времени его геосинклинальной стадии вплоть до окончательной консолидации и последующего расчленения. С целью более полного представления тектонической природы и, по возможности, точного воспроизведения структурной эволюции Храмского выступа фундамента мы сочли необходимым выяснить, в первую очередь, пространственные и возрастные взаимоотношения слагающих его метаморфических и магматических образований.

Здесь же следует пояснить, что для обозначения изученной нами геотектонической единицы мы намеренно избегаем давно укоренившегося в нашей литературе понятия "массив", именуя ее Храмским выступом фундамента. Считаю, что определение "выступ" точно отображает тектоническую природу Храмского и других "массивов".

Как известно, в настоящее время Храмский, Локский и Дзирульский выступы представляют собой наиболее приподнятые и обнаженные участки Артвоно-Болнисской и Грузинской глыб, кото-

рые, в свою очередь, обособились в результате расчленения единого Закавказского срединного массива после заложения на нем прогибов различного характера на различных этапах его альпийского развития. Поэтому ничем не оправдано называть опять же массивами обнаженные участки фундамента этих глыб, которые сами же являются лишь наиболее приподнятыми, очевидно, горстообразными участками единого срединного массива. По нашему глубокому убеждению название "выступ фундамента" для них наиболее подходящее.

Так что на территории Закавказского срединного массива в пределах Грузии в настоящее время имеются две жесткие глыбы: Грузинская и Артвоно-Болнисская, и на каждой из них – выступы фундамента: на Грузинской глыбе Дзирульский выступ и на Артвоно-Болнисской – Храмский, а также погруженные и скрытые под осадочным чехлом части – Рионская и Среднекуринская впадины – на первой и Марнеульская низменность – на второй.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Храмский выступ доальпийского фундамента расположен в восточной части Южной Грузии, в среднем течении р.Храми. В геотектоническом отношении он представляет собой глубокоразмытую часть горстообразного Храмского поднятия Артвоно-Болнисской глыбы (П.Гамкрелидзе, 1966) Закавказского срединного массива. Храмское поднятие характеризуется ярко выраженным двухъярусным строением – на размытую поверхность фундамента (выступ) трансгрессивно налегают слабодислоцированные отложения мезо-кайнозойского осадочного чехла.

Среди образований, слагающих Храмский выступ фундамента по

возрастной последовательности, выделяются следующие главные комплексы пород: 1 - гнейсово-мигматитовый, 2 - базитовый, 3 - гранитный, 4 - вулканогенно-осадочный, 5 - кварц-порфир-гранитпорфирный (см. схему геологического строения и разрез к ней в конце книги).

#### ГНЕЙСОВО-МИГМАТИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Наиболее древние породы, слагающие Храмский выступ кристаллического фундамента, представлены кварцево-диоритовыми гнейсами и мигматитами, которые на основании тесной пространственной взаимосвязи объединены нами в единый гнейсово-мигматитовый комплекс. Породы этого комплекса составляют древнейшее сооружение выступа, подвергшееся впоследствии неоднократным переработкам.

Гнейсы и мигматиты развиты в среднем течении (правый приток р. Храмы), непрерывно протягиваясь вдоль широтного отрезка ущелья р. Храмы до устья ее левого притока Тарсени. Небольшие выходы этих пород известны также в ущельях рек Кддеиси и Асланка. Во всех указанных пунктах гнейсы развиты лишь по руслам рек, поднимаясь по их склонам не выше 200-250 м от поймы. Это в основном породы серого цвета, от мелко- до среднезернистых, обычно с ясно выраженной сланцеватой (гнейсовой) текстурой. Часто наблюдается инъецирование гнейсов лейкократовым кварц-полишошпатовым материалом. Нередко роль привнесенного лейкократового материала возрастает настолько, что в породе появляются порфировидные выделения калишпата, и порода приобретает облик крупнозернистого порфировидного гранита. Местами же кварц-калишпатовые инъекции, проникая в породу по поверхностям гнейсовидности, создают лейкократовые полосы мощностью до 30-50 см и

образуют разной величины мигматитовые поля в кварцево-диоритовых гнейсах.

В гнейсах Храмского выступа выделяются две разновидности. Одна - содержит слюдистые массы, справедливо принимаемые (Заридзе, Татришвили, 1959; Заридзе, Татришвили и др., 1965) за преобразованные остатки исходных осадочных пород; другая разновидность гнейсов слюдистых масс не содержит, в ней наблюдаются реликтовые структуры основных магматических пород.

На этом основании было высказано мнение о вулканогенно-осадочной природе исходных пород кварцево-диоритовых гнейсов.

Веским доводом в пользу высказанного предположения является пачка метапесчаников, обнаруженная нами совместно с М.А.Кекелия и Г.К.Цимакуридзе в ущелье р. Чочиани. Макроскопически это породы с ярко выраженной сланцеватостью, совпадающей с гнейсовидностью вмещающих пород. Микроскопическим изучением в них удалось выделить две разновидности; к первой относятся сланцеватые породы бластоосаммитовой структуры, состоящие, главным образом, из слабоокатанных зерен кварца и альбит-олигоклаза, малое количество биотита выступает в роли цементирующего материала. Вторая разновидность отличается от первой по минеральному составу. Здесь главным породообразующим является роговая обманка, присутствуют также кварц и плагиоклаз (андезин). Структура лепидогранобластовая или нематогранобластовая. Биотит присутствует в незначительном количестве и образуется за счет роговой обманки. Так что первую разновидность пород рассматриваемой пачки следует назвать слабометаморфизованным граувакковым песчаником, вторая же, учитывая ее минеральный и химический состав, соответствует плагиоклаз-биотитовому амфиболиту.

При разграничении метаморфизованных исходно-магматических пород от исходно-осадочных наиболее надежным критерием принято считать геологические признаки. Если гомогенными метаморфическими комплексами заняты обширные площади, то вероятнее всего, что их материнскими породами были магматические образования. Когда же наблюдается частая перемежаемость сравнительно маломощных неоднородных слоев и пачек, следует предполагать метаосадочную природу метаморфического комплекса. Исходя из этих соображений большая часть гнейсово-мигматитового комплекса Храмского выступа кристаллического фундамента по своим характерным признакам (тонко-сланцеватая текстура, скопления слюдястых минералов, наличие пачек кристаллических сланцев) скорее всего отвечает парагнейсам. Другая же - пользующаяся меньшим развитием и обладающая массивным обликом и неярко выраженной гнейсовидностью - должна рассматриваться в качестве продукта преобразования исходных магматических пород. Так как обе группы этих пород отвечают по составу кварцевым диоритам, считаем целесообразным именовать первые кварцево-диоритовыми гнейсами, а вторые - гнейсовидными кварцевыми диоритами, подчеркивая тем самым природу материнских пород.

С гнейсами на Храмском выступе фундамента пространственно и генетически неразрывно связаны мигматиты; их специальным изучением до сих пор никто не занимался. Между тем они развиты повсеместно среди гнейсов, а в ущельях рек Кудеиси и Чочiani даже преобладают.

По составу неосомы можно различить кварцево-диоритовые и гранитные мигматиты; неосома в первом случае представлена кварцевым диоритом, а во втором - гранитом. Предполагаем, что в первых лейкократовый материал не привнесен, а является результатом пере-

распределения первичного материала и возникновения отдельных ориентированных по гнейсовидности скоплений лейкократовых компонентов исходных пород. Характерной особенностью таких мигматитов является среднезернистое строение их лейкократовых составляющих и, что особенно важно, отсутствие в них калиевого полевого шпата. Лейкосомы таких мигматитов отвечает венитам.

Лейкократовая составляющая второй разновидности мигматитов представлена крупнозернистым гранитом, содержащим как розового цвета калишпат, плагиоклаз и кварц, так и темные минералы (биотит, хлорит). Эти мигматиты возникли путем инъецирования гнейсов гранитным материалом и оправдывают название инъекционных мигматитов или артеритов<sup>I</sup>.

Как известно, неосомы венитового происхождения (образованы за счет анатексиса первичной породы) характеризуются темными оторочками (каемками), представляющими собой избыток железомагнетизальных компонентов первичной породы. В неосомах же артеритового происхождения оторочки и полосы темноцветных составных отсутствуют, так как внедрение в первичную породу происходило извне, в виде интрузий (Менерт, 1971). Отсутствие в гранитных мигматитах Храмского выступа темных оторочек на границе палеосомы и неосомы, а также присутствие гранитного материала (калишпат, альбит, кварц) в неосоме дает основание предположить, что

---

I Петрологические и петрохимические исследования пород гнейсово-мигматитового комплекса нами проведены совместно с М. А. Кекелия. Результаты обобщены в статье "Петрологические особенности пород гнейсово-мигматитового комплекса Храмского выступа фундамента" и переданы для опубликования в Изв. геол. общ. Грузии в 1975 году.

неосома гранитного состава имеет артеритовое происхождение и она проникла извне в виде гранитного расплава.

Таким образом, различные по составу мигматиты одновременно различаются и генетически; кварцево-диоритовые мигматиты возникли путем далеко зашедшего перераспределения первичного материала гнейсов, а гранитные мигматиты – в результате привноса гранитного материала.

В текстурном отношении в мигматитах Храмского массива выделяются мигматиты строматитовой (слоистой) текстуры с чередованием полос палеосомы, представленной биотит-плаггиоклазовым гнейсом и неосомы – биотитовым гранитом, мощность которой колеблется от нескольких до десятков сантиметров. Гораздо меньшим распространением пользуется другая текстурная разновидность мигматитов – агматит. В этих породах внедрение жил и прожилков неосомы происходило вдоль трещиноватости палеосомы. Полное соответствие в очертаниях краев обломков, а также одинаковая ориентация сланцеватости указывает, по-видимому, на простое брекчирование первичной породы (палеосомы).

Как показало петрографическое исследование (Кекелия, Хуцишвили), палеосома в этих породах представлена плаггиоклаз-биотитовыми амфиболитами, которые распространены в пределах гнейсово-мигматитового комплекса Храмского массива и были описаны выше. Неосома же главным образом представлена кварцевыми диоритами, состоящими из роговой обманки, кварца, плаггиоклаза (олигоклаз-андезин), биотита и биотитовым гранитом, парагенезис которого составляют плаггиоклаз, биотит, калиевый полевой шпат и кварц. Особый интерес представляют агматиты, обнажающиеся в верхнем течении р. Чочияни. В них палеосому слагают опять-таки амфиболиты, неосома же представлена одновременно кварцевыми диоритами и био-

титовым гранитом. Очевидно пропитывание исходных пород лейкократовым материалом протекало стадийно: вслед за первоначальным дроблением амфиболитов происходило поступление неосомы кварцево-диоритового состава, связанное с региональным метаморфизмом материнских пород. Внедрение же неосомы гранитного состава, по-видимому, следует отнести к гранитному магматизму, проявившемуся несколько позже.

Считается, что образование мигматитов связано с процессами анатексиса гнейсов и возникновения расплавов, обогащенных кремнекислотой и щелочами (Менерт, 1971; фон-Платен, 1967; Винклер, 1967). Очевидно, неосомы (как кварцево-диоритового, так и гранитного составов) мигматитов Храмского "массива" образованы в результате частичного плавления гнейсов на глубине, однако, в отличие от расплавов кварцевых диоритов, более мобильные гранитные расплавы дают неосомы артеритового характера.

#### БАЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Из обширного ряда пород основного состава этой группы ниже рассматриваются только те, которые по тем или иным признакам нами относятся к палеозойским образованиям. Однако и среди описываемых предположительно палеозойских магматических образований можно выделить по крайней мере три различные по возрасту группы основных пород, последовательность внедрения которых устанавливается по их взаимоотношению как между собой, так и с разновозрастными гранитоидами, развитыми в пределах Храмского выступа кристаллического фундамента.

Наиболее древние из них внедрились, видимо, не в гнейсы, а исходные вулканогенно-осадочные породы. Такие тела обнаруживают



сланцеватость, совпадающую с гнейсовидностью и по поверхностям сланцеватости в них наблюдаются кварц-полевошпатовые инъекции. Структура таких пород сильно разрушена, но в шлифах часто наблюдаются участки с реликтовым магматическим строением.

Такие тела встречаются довольно редко. Они были установлены на левом склоне ущелья р.Храми близ слияния с ней р.Чочиани и в ущелье р.Клдеиси.

Следующие по возрасту основные тела внедрились в гнейсы; они не рассланцованы согласно гнейсовидности вмещающих пород и инъецированы гранитизирующими растворами лишь по случайным направлениям, т.е. беспорядочно секутся гранитными инъекциями.

Еще более молодые основные тела отличаются тем, что имеют бесспорно древний облик (раздробленность, смятие, сильные изменения), они не несут следов пропитывания гранитными инъекциями.

Основные тела двух последних групп встречаются довольно часто. Они сложены разнообразными по составу и структуре породами - различными габбро, габбро-порфиридами, габбро-диабазами, диабаз-порфиридами, порфиридами и диабазами.

Наиболее крупная из этих интрузий обнажается вдоль шоссе Тетрицкаро - Цалка, у слияния р.Храми с ее правым притоком - Ткемлианис-хеви. Это-штокообразное неоднородное тело мощностью около 800 м, сложенное габбро, габбро-порфиридами и габбро-диабазами. Оно сечется гранитными жилами и мелкими инъекциями. Более мелкие подобные тела и дайки встречаются по всей площади развития гнейсово-мигматитового комплекса. Наиболее интересным в этом отношении следует считать ущелье р.Чочиани - самый насыщенный основными интрузиями участок выхода кварцево-диоритовых гнейсов. Интрузии здесь небольшие, но очень неоднородные по

оставу и создают самые неожиданные и интересные по разнообразию картины взаимоотношений с гнейсами и различными гранитами. На описании некоторых из них остановимся более подробно.

В нижнем течении р.Чочиани, на левом склоне ущелья, гнейсы, послонно пропитанные инъекциями, секутся крупнозернистым пироксеновым габбро мощностью до 8 м. Секущее тело проникло в гнейсы после процесса регионального метаморфизма, но до их пропитывания гранитизирующими растворами, т.к. последние заполняют также взаимопересекающиеся трещины в габбро, придавая породе вид агматита. В местах пересечения трещин инъекции образуют небольшие раздувы крупнозернистого биотитового гранита (рис.1).

В габбро сидит другое небольшое габбро-порфиридовое тело, тоже сильно раздробленное, однако не пропускающее гранитных инъекций и жил, т.е. моложе процесса поступления гранитных инъекций. Все перечисленные породы секутся жилой кварц-порфира. Наконец, в том же обнажении гнейсы секутся дайкой диабаз, явно наиболее молодого габбруса.

В верхнем течении р.Чочиани в кварцево-диоритовые гнейсы и мигматиты внедрен основной интрузив мощностью до 80 м. Он представлен полнокристаллическим среднезернистым габбро, секущим и гнейсы и мигматиты, но не пропускающим содержащиеся в последних послонные гранитные инъекции, т.е. интрузия габбро моложе не только процесса разгнейсования исходных пород, но и мигматизации гнейсов. Со своей стороны, габбровая интрузия сечется маломощными (до 30 см) жилами розовато-серого аплита, продолжающимися во вмещающие гнейсы и секущими под углом лейконому мигматитов (рис.2). Относительный возраст внедрения интрузии габбро определяется этими двумя гранитопроявлениями. Габбро внедрился после

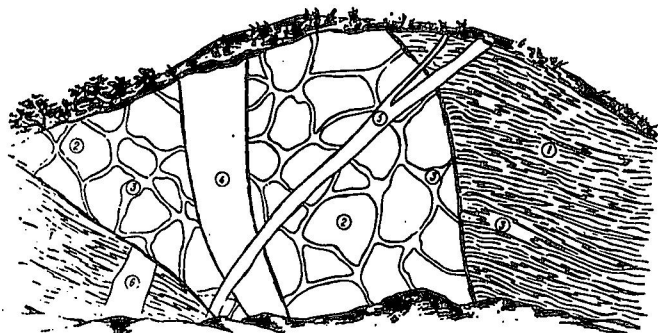


Рис. 1. Взаимоотношение кварцево-диоритовых гнейсов, гранитов и даек основного состава на левом склоне ущелья р. Чочиани (зарисовка)

1 - кварцево-диоритовый гнейс, 2 - габбро, 3 - инъекции биотитового гранита, 4 - габбро-порфирировая дайка, 5 - кварцпорфировая жила, 6 - диабазовая дайка.

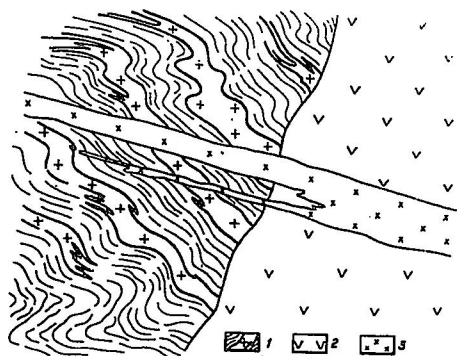


Рис. 2. Взаимоотношение пород гнейсово-мигматитового комплекса, инфильтрующего гранита, основной интрузии и аплитовой жилы в верхнем течении р. Чочиани (зарисовка)

1 - гнейсово-мигматитовый комплекс с гранитными инъекциями, 2 - дайка габбро, 3 - аплитовая жила.

процесса инъекционной мигматизации, но предшествовал внедрению гранит-аплитов и кварцпорфиров.

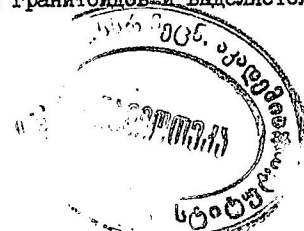
Здесь же, в ущелье р. Чочиани были встречены габбро-диоритовая интрузия с пегматитоидными участками крупной роговой обманки, небольшие интрузии оливинового габбро и, наконец, небольшое серпентинитовое тело линзовидной формы, заключенное в кварцево-лиоритовых гнейсах. Это черного цвета плотная порода, сильно раздробленная и перемятая; образует отдельные небольшие жирные на ощупь клиновидные участки, ограниченные зеркаламии скольжения, как бы сцементированные вторичными лучистыми минералами.

Под микроскопом, наряду с серпентинитовыми участками узлового, лучистого или землистого строения, устанавливается при отсутствии талька, актинолита, антофиллита и ромбического шпироксена.

Контакты серпентинита с вмещающими гнейсами сильно перематы и носят явные следы подвижек. Вероятнее всего, серпентинит не находится в первичном залегании, по-видимому, он испытал выдавливание, пришел в подвижность благодаря своей пластичности, и в виде протрузии внедрился во вмещающие породы. Гранитных инъекций в серпентините нет, но его контакты с гнейсами пропитаны лейкократовым материалом.

#### ГРАНИТНЫЙ КОМПЛЕКС

В сложении Храмского выступа кристаллического фундамента породы гранитного ряда играют ведущую роль. Петрография этих пород детально изучена (Казахашвили, 1941; Заридзе и Татришвили, 1959, 1961, 1964; Заридзе, Татришвили и др., 1965), отмечается большое разнообразие храмских гранитоидов и выделяется в них



ряд разновидностей. Этим обусловлена необходимость расчленения гранитоидов на отдельные генетические группы, которые в то же время дали бы правильное представление о последовательности формирования или внедрения каждого из них с учетом их пространственных взаимоотношений.

По этому вопросу на сегодняшний день нет единого мнения. Часть исследователей в храмских гранитоидах выделяет две основные группы: кварцевые диориты и гнейсы, с одной стороны, и розоватые граниты, кварцпорфиры и гранитпорфиры - с другой (Адамия, 1961, 1968). Другие авторы придерживаются трехчленного деления пород фундамента на гнейсы, гранитоиды и кварцпорфиры-гранитпорфиры (Заридзе, Татришвили, 1959, 1961, 1964, 1966). Думается, вторая схема полнее отображает взаимоотношение пород, составляющих Храмский "массив" с небольшим однако замечанием, что наименование для второй группы пород выбрано не совсем удачно, так как "граниты" в широком смысле объединяют как кварцевые диориты, так и породы кварцпорфирового ряда.

По нашему мнению, следует отдельно выделить гранитный комплекс, обособленный как по названию своему, так и по содержанию, от кварцево-диоритовых гнейсов, с одной стороны, и от пород кварцпорфир-гранитпорфировой группы - с другой.

Выделяемый нами гранитный комплекс объединяет большую группу разновидностей пород, строго соответствующих однако гранитам как по своей структуре, так и по составу.

Общей чертой почти всех разновидностей гранитов является присутствие биотита в порообразующем количестве, так что все граниты можно назвать биотитовыми.

Биотитовые граниты широко развиты вдоль Храмского ущелья от

п. Дашбаш до с.Триалети, по склонам ущелья р.Чочвани и широтного отрезка ущелья р.Храми, обнажаясь в среднем и верхнем течении его притоков. Небольшие выходы известны также в ущельях рек Кледони и Асланка и в окрестностях г.Гелиндаг. Это преимущественно крупнокристаллические породы с массивной текстурой. В полосе их прикосновения с гнейсами наблюдаются многочисленные инъекции биотитовых гранитов в гнейсы, а также более или менее обширные мигматитовые поля.

В зависимости от содержания биотита, с одной стороны, и калишпата - с другой, нормальные биотитовые граниты могут давать ряд разновидностей. Можно выделить разновидности гранитов по содержанию в них тех или иных аксессуаров. В окрестностях поселка Храмгес I обнаружены довольно обширные участки, сложенные гранитами, содержащими биотитовым гранитом, в которых крупные кристаллы гранитов хорошо видны на глаз. Ниже с.Триалети, в ущелье р.Сулах и др. отмечены биотитовые граниты с большим содержанием крупных кристаллов ортита.

Наиболее интересной разновидностью является, пожалуй, кордиеритсодержащие граниты, обнаруженные нами на левом склоне ущелья р.Храми, между устьями ее правых притоков - Триалети и Чочвани (Кекелия, Хуцишвили, Квкнадзе, 1975). Было установлено, что кордиеритсодержащие граниты секут обогащенные гранатом биотитовые граниты, образуя обособленное штокообразное тело в поперечнике около 250 м. Это плотные среднезернистые породы светло-серого цвета, по своему свежему облику резко отличающиеся от других разновидностей храмских гранитов. Они состоят из зонального альбит-олигоклаза, кварца, пертитового калишпата и почти полностью хлоритизированного биотита. Ксеноморфные небольшие зер-

на кордиерита, как правило, приурочены к кристаллам биотита и в большинстве случаев серицитизированы (пинит). В реликтах относительно свежего кордиерита устанавливаются характерные тройники срastания. Микроскопические исследования показали, что в гранитах Храмского выступа фундамента присутствуют оптически положительные кордиериты, которые встречаются крайне редко, и причины их возникновения пока не установлены (Кекелия, Хуцишвили, Кикнадзе, 1975). Учитывая, что кордиеритсодержащие граниты занимают секущее положение, т.е. они в какой-то мере моложе других разновидностей гранитов, мы разделяем мнение К. Менерта (1971), указывающего на существование кварцполевошпат-кордиеритовых мобилизатов, возникших в процессе анатексиса при образовании гранитов.

У восточного контакта кордиеритсодержащего гранита с биотитовым гранитом последний сечется дайкой и системой жил первого. В дайке наблюдаются несколько ксенолитов (до 30 см) крупнозернистого биотитового гранита (рис.3).

Вообще присутствие ксенолитов различных пород очень характерно для всех гранитов Храмского выступа кристаллического фундамента. Нередко наблюдаются разной величины останцы гнейсов и мигматитов, но ксенолиты основных пород встречаются несравненно чаще. Показательны в этом отношении биотитовые граниты Дашбашского ущелья. Обломки основных пород исключительно угловатые, резко очерченные, без заметных следов воздействия гранитов.

Коротко о форме залегания гранитного комплекса Храмского выступа. Выше отмечалось, что древнейший гнейсово-мигматитовый комплекс обнажается в поймах глубокого Храмского ущелья и ее притоков - Чочмани, Клдеиси и Асланка, поднимаясь по склонам ущелий не более чем на 200-250 м (гипсометрически). Следовательно, по-

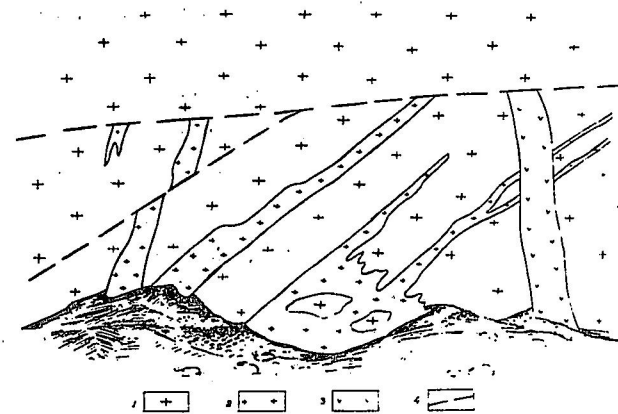


Рис.3. Взаимоотношение биотитовых и кордиеритсодержащих гранитов на левом склоне ущелья р.Храми ниже пос. Храмгес I (зарисовка)

1 - биотитовые граниты, 2 - кордиеритовые граниты, 3 - диоритовая дайка, 4 - линия надвига.

роды древнейшего комплекса в сооружении выступа занимают наиболее глубокие горизонты и соприкасаются со следующими выше образованиями почти по горизонтальной поверхности. В вертикальном направлении кварцево-диоритовые гнейсы и мигматиты лишь сменяются крупнозернистыми биотитовыми гранитами, слагающими средние течения притоков р.Храми. Такое пространственное расположение гранитов свидетельствует об их пластовом залегании во вмещающих породах. Следует уточнить, что здесь речь идет не об идеальном межпластовом теле, согласно залегающем среди вмещающих пород. Граниты внедрились в уже сформированные и интенсивно смятые в складки гнейсы и, естественно, не могли внедриться согласно сложным складчатым структурам последних.

Существование подобных тел было показано микроструктурными

исследованиями Г.Клооса для гранитных плутонов Баварского леса и Сланцевых гор (Cloos, 1923, 1926). Он назвал их гарполитами или односторонними лакколитами.

Пластовая природа залегания биотитовых гранитов Храмского выступа отмечалась еще Т.Т.Казахашвили (1941). Но впоследствии это мнение, по-видимому, не нашло сторонников, во всяком случае оно уже никем не упоминалось в печати. Тем не менее пластовая или субпластовая природа залегания гранитов очевидна, так как древнейшие кварцево-диоритовые гнейсы выходят не только на "дне" Храмского ущелья, но и в ущельях всех ее притоков поднимаются не выше определенного, почти одного и того же гипсометрического уровня, так что линия соприкосновения кварцево-диоритовых гнейсов и гранитов на карте почти повторяет конфигурацию изогипсов. Следует однако напомнить, что под контактом здесь подразумевается некоторая условная поверхность, разделяющая кварцево-диоритовые гнейсы от гранитов, в действительности связанных меж собой постепенными переходами посредством более или менее обширных мигматитовых полей. Следовательно, условный контур отделяет площадь преимущественного развития гранитов от таковой кварцево-диоритовых гнейсов.

Предполагаем, что корень Храмского гранитного тела должен находиться на западной окраине Храмского выступа, в районе между селениями Дашбаш и Триалети. Здесь, в ущелье р.Храми развиты биотитовые граниты, так что поверхность их соприкосновения с кварцево-диоритовыми гнейсами, везде близкая к горизонтальной, здесь как-будто ныряет в глубину. Однако за неимением достаточных данных подобное допущение не выходит пока за пределы предположения.

Так или иначе, по нашему мнению, не может быть сомнения в том,

что обнажающийся в пределах Храмского выступа гнейсово-мигматитовый комплекс представляет собой ложе пластового тела гранитов (см. разрез IV-IV к карте).

#### ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС

Вулканогенно-осадочные образования преимущественно кварцпорфирного состава являются единственными среди доюрских пород Храмского выступа, возраст которых в настоящее время можно считать достаточно установленным на основании ископаемой флоры и фауны. Это, в свою очередь, позволяет более или менее точно судить о взаимоотношениях других образований, принимающих участие в строении кристаллического сооружения Храмского выступа фундамента.

Верхнепалеозойский вулканогенно-осадочный комплекс относительно широко развит на восточной периферии массива, в виде неширокой (1-1,5 км) полосы, протягиваясь с севера, от верховьев левых притоков р.Кудеиси, к югу вдоль ущелья последней до места ее впадения в р.Храми, где по субширотному крупному Мамулинскому разлому контактирует с верхнемеловыми отложениями, развитыми южнее.

На протяжении всей этой полосы породы вулканогенно-осадочного комплекса трансгрессивно перекрываются саноманскими и лейасовыми отложениями, или же небольшими пятнами верхнеюрско-нижнемеловых отложений, в двух местах появляющимися из-под трансгрессивного сеномана. Под трансгрессивным верхним мелом залегает вулканогенно-осадочный комплекс и на северной периферии Храмского кристаллического выступа в районе г.Гелиндаг, где его выходы занимает довольно обширную площадь.

Небольшой выход верхнепалеозойских вулканогенных пород известен также в ущелье р.Асланка. Здесь они трансгрессивно перекрыты вул-

каногенно-карбонатным туроном.

Наконец, на южной периферии выступа, севернее сс. Гомарети и Мамула небольшие выходы вулканогенно-осадочного комплекса обнажаются вдоль проходящего здесь в широтном направлении регионального нарушения. Они залегают под базальными слоями песчано-глинистых сланцев лейаса.

Таким образом, породы верхнепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса Храмского кристаллического выступа трансгрессивно перекрываются либо отложениями лейаса, либо верхней юр-нижнего мела, сеномана или турона. Что же касается их взаимоотношений с другими образованиями выступа, то они не совсем ясны. Можно лишь отметить, что с породами вулканогенно-осадочного комплекса, как правило, соприкасаются лишь кварцпорфиры и гранитпорфиры, но сама природа их соприкосновения и связанные с ним вопросы возрастного и пространственного их взаимоотношения всегда были спорными и вызвали принципиальные разногласия. К этому вопросу нам не раз придется возвратиться.

Верхнепалеозойский возраст вулканогенно-осадочного комплекса был установлен П. Д. Гамкрелидзе, М. М. Рубинштейном и Н. И. Схиртладзе в 1958 г. Чуть позже эти образования были расчленены на три стратиграфических горизонта (Схиртладзе, 1960). Снизу вверх это:

1. Горизонт кварцпорфиров и гранитпорфиров - около 1000 м
2. Горизонт вторичных кварцитов - до 120 м
3. Горизонт слоистых туфов и туфобрекчий с прослоями силицитов, кремнистых аргиллитов и с линзами известняков - до 700 м.

По ущелью р. Кидеиси в средней части слоистого горизонта в туфах были собраны отпечатки флоры, а из линзы известняков, расположенной гипсометрически выше - кораллы и брахиоподы. На осно-

вании указанных ископаемых было сделано заключение о средне- и юрскокаменноугольном возрасте вулканогенно-осадочных образований (Схиртладзе, 1960, 1964, 1965).

Однако относительно обоснованности предложенной схемы стратиграфического подразделения были высказаны сомнения. В частности, было показано, что кварцпорфиры и гранитпорфиры (т.е. нижний горизонт вулканогенно-осадочной толщи, по Н. И. Схиртладзе) не являются эффузивами, а представляют собой единый интрузивный комплекс, по возрасту несколько моложе собственно вулканогенно-осадочной толщи (т.е. верхнего горизонта, по Н. И. Схиртладзе), так как часто наблюдаются случаи прорывания последних апофизами и различной величины дайками первых. Что же касается горизонта вторичных кварцитов, то он скорее всего является зоной контактного воздействия интрузивного комплекса (т.е. "нижнего горизонта") на вулканогенно-осадочные породы "третьего горизонта" (Адамия, 1961).

Таким образом, было высказано мнение, что собственно вулканогенно-осадочный комплекс должен пониматься в объеме лишь двух верхних горизонтов Н. И. Схиртладзе. Такая точка зрения подтвердилась впоследствии в связи с уточнением возраста рассматриваемого вулканогенно-осадочного комплекса и, особенно, его стратиграфического и структурного положения (Белов, 1967).

На основании новых находок фауны (фораминиферы, кораллы, брахиоподы, водоросли) и флоры на разных уровнях толщи было доказано присутствие нижнекаменноугольных (верхневизейско(?)-нижнеамурских) и среднекаменноугольных (верхняя часть башкирского яруса) слоев (Белов, 1967; Адамия, 1968). Структурно-формационное единство кварцпорфирового вулканогенно-осадочного комплекса дает полное основание в фаунистически неохарактеризованной промежуточ-

ной части разреза допустить присутствие отложений, отвечающих верхней части башкирского яруса.

Особого внимания заслуживает факт, что верхневизейско-ниженамурский возраст был доказан для того же горизонта (с линзами известняков) вулканогенно-осадочной толщи, который прежде (Схиртладзе, 1960, 1964, 1965) датировался как средний-верхний карбон и принимался за верхи разреза. В слоистых же туфах и брекчиях, относимых прежде к низам свиты "нижних туффилов", подтвердилось присутствие верхней части башкирского яруса, т.е. оказалось, что часть разреза, принимаемая за верхнюю, охарактеризована более древними (верхневизейско-ниженамурскими) ископаемыми организмами, нежели та, которая считалась нижней (верхнебашкирскими). А раз это так, то т.н. "горизонт кварцевых порфиров" не может считаться самым нижним, так как он непосредственно тектонически прилегает к наиболее молодым флористически охарактеризованным верхнебашкирским слоям вулканогенно-осадочного комплекса (см. рис. 4).

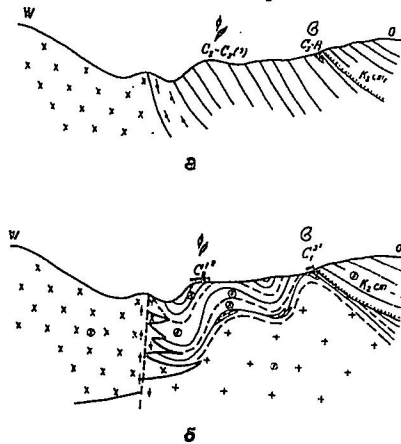


Рис. 4. Схематические разрезы верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образований. а - по Н. И. Схиртладзе, б - действительный  
1 - биотитовые граниты, 2 - кварцпорфиры и гранитпорфиры, 3, 4 - верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные образования (3 - палеонтологически охарактеризованные, 4 - палеонтологически неохарактеризованные).

Таким образом, в настоящее время верхнепалеозойский вулканогенно-осадочный комплекс должен рассматриваться лишь в том объеме пород, который уже давно известен под названием "свиты нижних туффилов".

В минералогическом и петрохимическом отношении состав верхнепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса весьма однороден: в нем принимают участие преимущественно пирокластиты кварцпорфирового состава: тонко- и среднеслоистые часто кремнистые туффиты и пепловые туфы (витро-, кристалло- и литокластические), толсто- и неяснослоистые или грубослоистые и массивные туфобрекчии (обломки кварцпорфиров, цемент-пелитовый туф кварцпорфирового состава). С пирокластитамы нередко чередуются углистые сланцы, кремнистые аргиллиты, силициты (фтаниты или лидиты) реже песчаники и гравелиты. Детальное петрографическое описание перечисленных пород дается в ряде работ (Казахавили, 1941; Заридзе, Татришвили, 1959; Схиртладзе, 1964), поэтому на нем мы останавливаться не будем, но с целью установления нормальной стратиграфической последовательности слоев приведем описание одного из наиболее полных разрезов вулканогенно-осадочного комплекса, составленного по левому склону р. Кддеиси вдоль шоссе Тетрицкаро - Цалка, в этом же направлении. Здесь под трансгрессивным фаунистически охарактеризованным нижним сеноманом выступают:

1. Зеленоватые, фиолетовые и бордового цвета туфы со сферолитовыми образованиями разного диаметра, кислые пепловые туфы с пластовыми жилами диабазы и глинисто-кремниевые породы. Мощность около 40 м.
2. Мраморизованные неяснослоистые биостромовые известняки от светло-серого до темного, или почти черного цвета, богатые органическими остатками верхневизейско-ниженамурского

- возраста, переслаивающиеся с тонкослоистыми и пелитоморфными черно-коричневыми известняками, а также алевролитовыми и кремнисто-туфогенными породами. В биостромовых известняках среди обломков организмов преобладают водоросли, кораллы, криноидеи, брахиоподы, фораминиферы. Мощность линзы до 12 м.
3. Чередование тонко- и толстослоистых зеленоватых и желтоватых туфов и черных кремнистых аргиллитов (фтанитов) — до 46 м.
  4. Окременные микробрекчии, углистые темно-серые алевролиты и туффиты. В этой пачке фиксируется ядро небольшой антиклинали, за которой после резкого поворота шоссе на север обнажается эта же пачка уже с северным падением. Мощность пачки — 60 м.
  5. Чередование массивных и разнослоистых зеленоватых туфов и туффитов — до 40 м.
  6. Слоистые зеленоватые и желтые туфы — до 25 м.
  7. Тонкослоистые зеленоватые туфы — до 17 м.
  8. Черные силициты (фтаниты или лидиты), тонкослоистые туфы и брекчии — около 30 м.
  9. Чередование тонкослоистых зеленоватых туфов и грубослоистых брекчий — до 25 м.
  10. Мелкоскладчатые разнослоистые черные силициты с коричневыми полосами и слоистые зеленоватые туфы с отпечатками флоры среднекарбонного (верхнебашкирского) возраста — около 35 м.
  11. Чередование черных силицитов и тонкослоистых зеленоватых псефитовых туфов. Мощность — 15 м.

12. Окрашенные брекчии с дайкой диабазы. Мощность до 70 м.
  13. Массивные туфы зеленого цвета, слагающие мульду и оба крыла небольшой синклинали СЗ направления. Мощность около 65 м.
  14. Чередование черных силицитов и зеленоватых слоистых туфов. Мощность — 36 м.
  15. Зона дробления и смятия, сложенная зеленовато-желтыми, белесоватыми или заокренными брекчированными, преимущественно массивными участками, будто цементирующими отдельные крупные глыбы различно ориентированных слоистых пачек черных силицитов и зеленых туфов. Мощность зоны около 40-50 м.
  16. Кварцпорфиры и гранитпорфиры.
- Как видно из описания, разрез состоит из несообразного чередования однообразного набора пород-туфов, туфобрекчий, туффитов, иллитов и аргиллитов, что крайне затрудняет установление нормальной последовательности пород. Этому препятствуют также отсутствие каких-либо маркирующих горизонтов в вулканогенных образованиях и, особенно, сложная сообщество складчатых и большого количества различно направленных разрывных нарушений, маскирующих действительную картину стратиграфической последовательности слоев.
- С целью доведения до минимума указанных трудностей, участок ущелья р. Кудеиси был заснят в масштабе 1:5 000 (рис. 5). В том же масштабе были сделаны два детальных разреза выхода вулканогенно-осадочного комплекса вдоль шоссе Тетрицаро — Цалка по левому и правому склонам р. Кудеиси, один из которых (по левому склону) был приведен выше. Однако для воспроизведения по возможности точной стратиграфической последовательности слоев вулканогенно-осадочно-



го комплекса все же пришлось прибегнуть к некоторым допущениям.

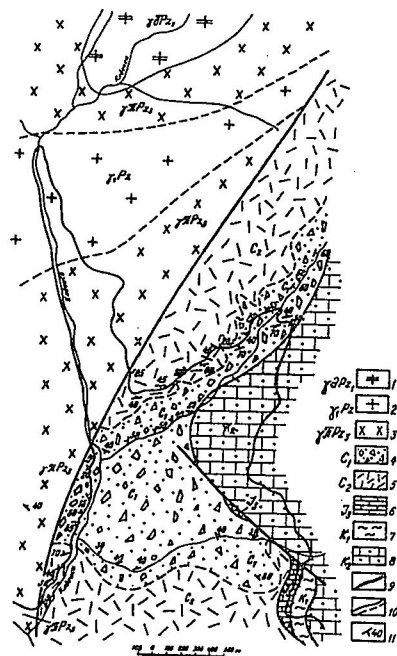


Рис.5. Геологическая карта участка развития верхнепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса.  
 1 - гнейсово-мигматитовый комплекс, 2 - гранитный комплекс, 3 - кварцпорфир-гранитпорфирный комплекс, 4-5 - верхнепалеозойский вулканогенно-осадочный комплекс (предполагаемые нижнекаменноугольная (4) и среднекаменноугольная (5) части), 6 - верхнеюрские известняки, 7 - нижнемеловые пестроцветные глины, 8 - верхнемеловые песчанистые известняки, 9 - линии разрывов, 10 - контуры настоящие и предполагаемые, 11 - элементы залегания слоев.

Принимая палеонтологические находки за опорные данные и учитывая факт залегания наиболее древних частей комплекса почти непрерывно под трансгрессивным сеноманом (т.е. в наибольшем удалении от выступа древнейших пород фундамента), в то время как самые молодые слои, наоборот, расположены ближе к последним, мы предполагаем наличие в вулканогенно-осадочных образованиях по меньшей мере двух сравнительно крупных складок - синклинали в юго-западной части разреза и антиклинали - в северо-восточной. Далеко допускаем, что горизонт с линзами известняков, будучи наиболее древним в разрезе, выходит в ядре упомянутой антиклинали.

С такими допущениями, на основании детальных послойных наблюдений и с учетом элементов залегания слоев, а также перемещений по наиболее значительным разрывам, были интерпретированы упомянутые разрезы вдоль шоссе (рис.6). В силу вышеперечисленных допущений, эти разрезы в значительной мере условны и не могут претендовать на точное воспроизведение стратиграфической последовательности слоев. Но они несомненно представляют определенный интерес как в стратиграфическом отношении, так и в структурном, так как на них отображена попытка построения структурной картины этого участка, с привязкой фаунистически охарактеризованных стратиграфических уровней.

Для полной стратиграфической характеристики рассматриваемого комплекса добавим следующее. Его видимую нижнюю часть занимают юрковизейские отложения мощностью 230-250 м; в верхней части представлены верхнебашкирские отложения мощностью около 100 - 150 м. Палеонтологически неохарактеризованная часть разреза между ними мощностью около 200 м (?) должна охватывать нижнебаш -

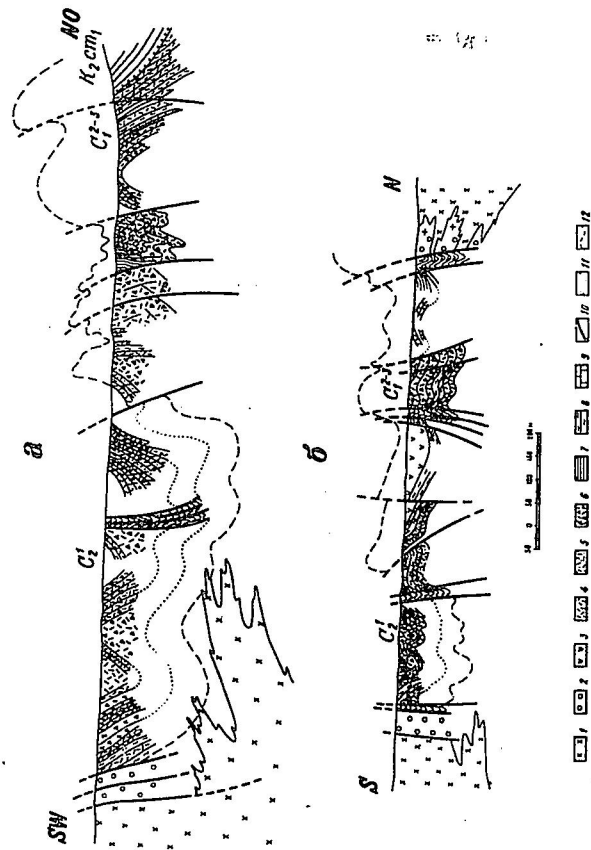


Рис. 6. Разрез вулканогенно-осадочного комплекса вдоль шоссе Тегришкарэ - Цалка; а - по левому и б - по правому склону ущелья р. Кидеиси.

1 - кварцопорфир, 2 - кварцит, 3 - диабазовые пластовые тела, 4 - кварц-порфирные туфы, 5 - туфиты, 6 - туфобрекчи, 7 - скременные аргиллиты, 8 - силиты, 9 - известняки, 10 - разрывные нарушения, 11 - предполагаемые поверхности слоистости, 12 - условная граница между нижним и средним карбоном.

широко слою.

Из-за большого однообразия чередующихся слоев и пачек и отсутствия каких-либо маркирующих горизонтов, более детальное стратиграфическое деление палеозойского вулканогенно-осадочного комплекса не удается.

Определения ископаемой фауны, дополнительно собранной нами в основном известняках, приуроченных к верхневизейско-нижнеамурскому стратиграфическому горизонту, дали следующие результаты. Комплекс трилобитов представлен следующими формами: *Schelwinella* sp., *Mardulifera* cf. *minuta* M-Wood, *Gigantoproductus edelburgensis* Phill., *M. moderatus* Schw., *Camartoechia* sp., *Squamularia lineata* Mart., *Arpiferina ostroplicata* Sow., *Athyris* cf. *subt.* Hall, *Choristites* nov. sp. (определения А.П.Ротай). *Gigantoproductus latissimus* (How.), *G. cf. superbus* (Sar.) (определения Т.Г.Сарычевой).

Эти ископаемые указывают на нижнеамурский возраст содержащего их горизонта. Среди многочисленных фораминифер, помимо форм, описанных другими авторами (Белов, 1967; Адамия, 1968) в нашей коллекции, по определению Е.А.Рейтлингер, оказались также новые виды вулканогенно-осадочной толщи Храмовского выступа фундамента - *Ammonia prisca* Raus., *Neoarchaediscus postrugosus* Reitl., *Ammonifella postmosquensis* Kir., *Janischewskina rovnnensis* Gan. Условно микрофауна, по заключению Е.А.Рейтлингер, относится к нижнему амтуру, или по терминологии, применяемой для Русской платформы, к серпуховскому ярусу.

В коллекции кораллов оказалось гораздо больше форм, не отмеченных раньше. Поэтому приводим весь этот комплекс: *Diphyphyllum tuberculatum* Volk., *D. sp.*, *Lithostrotion asiatica* Jabe et Hayasaka., *L. asiatica* Jabe et Hayasaka., *L. acollumellata*

*diphystrotinoides* Dorb., *L. sp.*, *Lonsdaleia caledonia* Smith.,  
*L. cf. crassigemmata* Dorb., *Carcinophyllum* aff. *lonsdaleiforme*  
Salée, *Caninia amplexoides* (Stucl.), *Dibunophyllum bipartitum*  
(Mc Coy), *Hexaphyllia priamatica* Stuck., *Palaeosmilia stutchburyi*  
Edw. et Heime, *Clieiophyllum sp.*, *Stromatoporoidea*.

По заключению Н.В.Кабакович, любезно определившей приведенный выше комплекс кораллов, большая часть видов встречается в верхах визе (ступинский ярус) — низах намюра (серпуховский ярус). Отдельные, реже встречающиеся формы (*Caninia amplexoides*), известны только в низах намюра, а другие (*Lithostrotion acolumellata diphystrotinoides*) — только в верхах визе. Однако некоторые виды, присутствующие вместе с ними (*Palaeosmilia stutchburyi*, *Diphyphyllum tuberculatum*, *Dibunophyllum bipartitum*, *Hexaphyllia priamatica*), распространены более широко и встречаются начиная со среднего визе ( $C_4^v$ ) — окского яруса.

Таким образом, на основании известных на сегодняшний день фаунистических и флористических остатков возрастной диапазон верхнепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса следует рассматривать от верхов визе (ступинского яруса) до конца башкирского века.

#### КВАРЦПОРФИР-ГРАНИТПОРФИРОВЫЙ КОМПЛЕКС

По площади развития породы кварцпорфир-гранитпорфирового комплекса на Храмском выступе фундамента занимают господствующее положение. На обоих склонах р.Храмы они слагают гипсометрически наиболее возвышенные части выступа. Небольшие выходы отмечаются по склонам р.Клдеиси и в ее истоках, а также в районе г.Федор и в ущелье р.Асланка. Для этих пород характерно большое разнооб-

разно форм иологизации и условий взаимоотношения с другими об-разованиями выступа, чем и объясняется повышенный к ним инте-рес исследователей (Беликов, 1936; Казахавили, 1941; Заридзе, Татришвили, 1953, 1961; Схиртладзе, 1960, 1964, 1965; Адамия, 1958, 1961, 1968).

Кварцпорфиры и гранитпорфиры, обнаруживая тесное простран-ственное и петрохимическое родство с верхнепалеозойским вул-кано-осадочным комплексом ("нижними туффидами"), дают осно-вание предположить существование и генетической связи между ними. Именно такое предположение и берется исследователями за основу при решении вопросов, касающихся природы кварцпорфир-гранитпорфирового комплекса. Однако на этом основании делаются совершенно различные выводы, обуславливающие различное толко-вание взаимоотношений пород и, в этой связи, разные представ-ления как о времени, так и об условиях формирования комплекса.

Необходимо много разногласий вызвал вопрос возраста кварцпор-фир и гранитпорфиров (Беликов, 1936; Казахавили, 1941; Гам-булова П., 1949; Заридзе, Татришвили, 1953), а вопрос их взаимоотношений с гранитным комплексом, с одной стороны, и с верхнепалеозойским вулканогенно-осадочным комплексом — с дру-гой, до сих пор остается спорным. Вопрос возраста решился в пользу верхнего палеозоя (Адамия, 1958, 1961, 1968) на том ос-новании, что кварцпорфиры и гранитпорфиры интрузируют верхне-палеозойский вулканогенно-осадочный комплекс и в ряде мест частично перекрываются базальными слоями лейасовых и се-номанских отложений, содержащими их обильную гальку. Была так-же показана необоснованность представления последних в виде интрузивных образований нижнего горизонта верхнепалеозой-

ского вулканогенно-осадочного комплекса и было высказано мнение, что последние и связанные с ними постепенным переходом аляскитовые граниты, представляя структурные разности друг друга, являются интрузивным проявлением верхнепалеозойского вулканизма. Оно несколько моложе эффузивного, но не должно выходить за пределы верхнего палеозоя (Адамия, 1961).

С таким пониманием возраста кварцпорфир-гранитпорфирового комплекса нельзя не согласиться, но, по нашему мнению, здесь необходимы некоторые пояснения.

Тела, образующие кварцпорфир-гранитпорфировый комплекс, характеризуются крайне неоднородным строением. По минеральному и петрохимическому составу слагающие их породы идентичны, но они отличаются друг от друга по своим структурным и особенно текстурным особенностям. В текстурном отношении в одном и том же кварцпорфир-гранитпорфировом теле наблюдаются участки, сложенные микро- или грубообломочными брекчиями (с обломками и цементом основного кварцпорфирового состава), или участки пород, обладающих явно выраженными полосчатой или линейной текстурами течения. Такого рода небольшие участки содержатся в кварцпорфирах массивного строения в виде линз или дайкообразных тел, чаще всего с резкими контактами. Если ко всему этому добавить и то, что весь кварцпорфир-гранитпорфировый комплекс сечется многочисленными дайками кварцпорфиров и кварцевых и бескварцевых альбитофиров и что они по структуре и по цвету не отличаются от пород вмещающего кварцпорфир-гранитпорфирового тела, то станет ясным насколько ограничены возможности расшифровки этой пестрой картины пространственных и возрастных взаимоотношений пород, почти не отличающихся по составу.

Основываясь на некоторых фактах и исходя из ряда соображений

рационально-геологического характера, постараемся дать по возможности правильную картину последовательности и условий формирования указанных образований.

По мнению ряда исследователей (Кузнецов, 1964; Тихомиров, 1972), в корневых системах, как правило, отсутствуют периферично полнокристаллические гранитные породы. Более того, основываясь на результатах структурного анализа, можно прийти к выводу, "что в конечном результате в подводящих каналах на разной глубине образуются породы со специфическими вулканическими (порфировыми, стекловатыми, полосчатыми, обломочными), но не интрузивными (полнокристаллическими, равномернозернистыми и массивными) структурами и текстурами" (Тихомиров, 1972, стр.42). Такой вывод кажется вполне справедливым, тем более, что существует много примеров его подтверждающих. Так, ни одно из многочисленных субвулканических тел, фиксируемых в порфировой свитце байоса, или в верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще Южной Грузии, не характеризуется полнокристаллической или равномернозернистой структурами. Все они представлены породами с порфировым строением, даже в случае их весьма больших размеров. Центральные части этих тел представлены более крупнокристаллическими (но не полнокристаллическими или равномернозернистыми!) разностями тех же пород с порфировой структурой и хорошо раскрытым использованным микропетматитовым или микрографическим строением основной массы. К перифериям порфировые выделения почти исчезают, и основная масса приобретает фельзитовую или псевдосферолитовую структуру.

Относительно же постепенных переходов между гранитами и кварцпорфир-гранитпорфирами (Адамия, 1958, 1961, 1968) у нас имеются

несколько иные наблюдения.

Вдоль шоссе Бедиани-Храмгес-3, по дороге, ведущей в с. Кдхеиси и др. часто можно видеть, что контакт между аляскистыми гранитами и кварцпорфир-гранитпорфирами не постепенный, а, наоборот, резкий и весьма четкий, но контакт является не прямолинейным, а представляет собой какую-то причудливо извилистую линию (рис. 7), которая с трудом прослеживается даже с очень близкого расстояния, по той причине, что породы, приходящие в контакт, не отличаются по цвету.

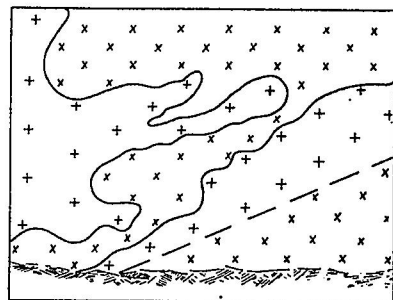


Рис. 7. Взаимоотношение гранита и кварцпорфира у пос. Бедиани (зарисовка)

+

1 - гранит, 2 - кварцпорфир.

Кроме того, в крупных телах кварцпорфир-гранитпорфиров нередко наблюдаются значительные (до нескольких десятков метров) участки полнокристаллических крупнозернистых пород, представленных или целиком биотитовыми гранитами, или же биотитовыми гранитами, которые постепенно теряя биотит и хлорит переходят в аляскитовые. Так как эти породы ничем не отличаются от биотитовых и более лейкократовых гранитов, образующих группу биотитовых гранитов вышеописанного гранитного комплекса, естественно считать их (т.е. участки с крупнокристаллическими равномернозернистыми биотитовыми и аляскистыми гранитами) останцами или ксенолитами древних биотитовых гранитов в кварцпорфирах и гранитпорфирах.

Лишь малюко участки биотитовых и аляскитовых гранитов, ксенолитов природы которых сомнения не вызывает, фиксируются в кварцпорфирных и гранитпорфирах ущелья р. Кдхеиси и р. Храми ниже пос. Бедиани.

И еще один немаловажный факт: на Храмском выступе фундамента можно отметить бесчисленное множество случаев сечения гранитными породами кварцпорфиров и гранитпорфиров, и нет ни одного случая обратной картины. Тогда как в случае принадлежности храмских порфиритов и кварцпорфир-гранитпорфиров к единой вулканоплутонической формации скорее должно было бы наблюдаться обратное явление, т.е. сечение кварцпорфир-гранитпорфирового и вулканогенно-интрузивного комплексов гранитами, так как во всех вулканоплутонических формациях, как правило, интрузивные тела образуются на поздних стадиях развития формации, когда прочная порфиритовая или диффузивная образования становится достаточно мощной и непроницаемой для последних порций магмы (Кузнецов, 1964). В силу этого последняя застывает на некоторой глубине от поверхности и может давать интрузивные тела, представленные равномернозернистыми породами типа аляскитовых гранитов.

Но отмеченные факты мы рассмотрели столь подробно, с целью убедиться, что гранитный и кварцпорфир-гранитпорфирный комплексы по должны рассматриваться в качестве интрузивного проявления единого верхнепалеозойского тектоно-магматического цикла или единой плутоно-вулканической формации. По нашему мнению, гранитный магматизм и кварцпорфир-гранитпорфирный магматизм должны принадлежать к разным тектоно-магматическим циклам, отделенным во времени промежутком, продолжительностью, по крайней мере, по порядку одного тектонического этапа. Хотя нельзя не признать, что

такое заключение требует веских радиологических и геологических подтверждений, которыми мы, к сожалению, пока не располагаем.

Таким образом, исходя из вышеизложенных фактов и соображений, считаем, что крупные интрузивные тела кварцпорфир-гранитпорфиров составляют основную часть кварцпорфир-гранитпорфирового интрузивного комплекса, который, в свою очередь, представляет собой интрузивную фацию верхнепалеозойской вулканоплутонической гранитоидной формации.

Подводящими каналами или остатками корневой системы верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной толщи, по нашему мнению, следует считать небольшие участки, повсеместно фиксируемые в областях развития кварцпорфир-гранитпорфирового комплекса и сложенные породами явно вулканического облика. Мы имеем в виду микро- или грубообломочные кварцпорфирные брекчии с лавовым цементом и кварцпорфиры, обнаруживающие полосчатые или линейные текстуры течения. Часто в кварцпорфирных брекчиях присутствуют обломки с текстурой течения, сцементированные кварцпорфирной же лавой, тоже носящей следы течения. Такие сложно-полосчатые текстуры присущи туфолавам и игнимбритах (Тихомиров, 1972).

Описанные выше вулканы, по нашему мнению, являются остатками корневой системы или подводящих каналов верхнепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса и вместе с последними представляют собой образования несколько более древние, нежели кварцпорфир-гранитпорфирный интрузивный комплекс.

Установление верхнепалеозойского возраста вулканогенно-осадочного комплекса кварцпорфирного состава ("нижних туфитов") послужило достаточно убедительным аргументом для того, чтобы и кварцпорфир-гранитпорфирный комплекс и дайки того же состава

относить тоже к верхнему палеозою и рассматривать соответствующими интрузивными и жильными проявлениями единого гранитоидного вулканоплутонического цикла этого времени. Однако ряд исследователей склоняется к мнению, что среди многочисленных даек кварцпорфиров, гранитпорфиров и кварцевых альбитофиров, секущих кристаллические породы Храмского выступа, наряду с "корнями" верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной свиты, имеются образования и более молодого - раннемелового или позднеюрского возраста, и также гипабиссальные аналоги верхнемеловой вулканогенной свиты (Рубинштейн, 1967). Более того, высказано мнение о возможности присутствия в пределах Храмского выступа вулканоплутонического фундамента постпалеозойских гранитоидных интрузий, принадлежащих Поладаурской и Бардацзорской интрузии Чароитского массива (Тогишвили, 1969).

Вопрошено такому допущению послужило, вероятно, то, что для кварцпорфирных даек Храмского выступа калий-аргоновым методом получены цифры, отвечающие позднеюрскому или раннемеловому возрасту пород (Рубинштейн, 1967). По нашему мнению, этот аргумент нельзя считать решающим для допущения на Храмском выступе гранитоидов мезозойского возраста.

Известно, что мощная верхнемеловая вулканогенная толща, широко развитая в Южной Грузии, бедна калием и многочисленные субвулканогенные тола, связанные с ней, представлены кварцевыми и альбитофировыми альбитофирами, характеризующимися отсутствием калия. Данные химических анализов указывают, что эти породы весьма обогащены от калия (Дудаури, 1965).

Из вышеуказанных петрохимических сопоставлений следует, что на Храмском выступе интрузивных даек кислого состава, секущих Храмское кри-

таллическое сооружение, с верхнемеловым вулканизмом могут быть связаны лишь альбитофировые и кварцево-альбитофировые тела, близкие в петрохимическом отношении с вулканогенными образованиями и субвулканическими телами верхнего мела. Что же касается кварцпорфировых и гранитпорфировых даек и других секущих тел, пользующихся в количественном отношении преимущественным развитием повсеместно на территории Храмского выступа фундамента, то все они, по нашему мнению, должны рассматриваться как жильные производные верхнепалеозойского кварцпорфир-гранитпорфирового интрузивного комплекса, если только они представлены кислыми породами с содержанием калишпата в количестве, соответствующем кварцпорфир-гранитпорфировому ряду пород.

Вряд ли можно согласиться также с возможностью проявления на территории Храмского поднятия гранитной магматической активности раннемелового возраста. Никакого основания для таких допущений у нас здесь нет. Продукты нижнемелового эффузивного или интрузивного магматизма гранитоидного состава не известны не только на территории Храмского выступа, но и далеко за ее пределами.

Также ничем не оправдано в пределах Храмского выступа допущение присутствия гранитоидов батского или позднеюрского возраста, сопоставляемых с Поладаурской и Бардацзорской интрузиями зоны Локского поднятия (Гогшвили, 1969). Факты, фиксируемые в пределах Локского поднятия и подтверждающие батский или же позднеюрский возраст Поладаурской и Бардацзорской гранитоидных интрузий (сильное интрузивное воздействие на лейасовые песчаники и байосские вулканогены, вплоть до их гранитизации) на Храмском выступе отсутствуют. Что же касается сопоставимости

Храмского и Локского поднятий, то об этом можно говорить разве только в отношении их доюрских образований, т.к. начиная по крайней мере с байосского времени их развитие протекает различно: Локско-Карабахская зона превращается в прогиб типа наложенной геосинклинали, в то время как область Храмского поднятия сохраняет за собой черты относительно жесткой единицы. В этой связи, последовавшая за интенсивным байосским погружением и вулканизмом батская фаза складчатости несравненно мощнее проявляется в пределах Локского поднятия и сопровождается внедрением значительных по размерам батских (или позднеюрских?) интрузий.

На основании вышеизложенного фактического материала, а также петрохимических и общегеологических соображений, мы приходим к выводу, что многочисленные кварцпорфировые и гранитпорфировые дайки, секущие кварцпорфир-гранитпорфировый интрузивный комплекс (и все более древние породы Храмского выступа), по возрасту являются также верхнепалеозойскими образованиями. Что же касается причины, вызвавшей столь сильное аргоновое "омоложение" пород Храмского кристаллического выступа, то, по нашему мнению, нет необходимости связывать ее с проявлением постпалеозойской магматической деятельности обязательно гранитоидного состава. Думается, что "омоложение" можно с достаточной убедительностью объяснить и сильным термальным воздействием мощного альбитофирового вулканизма верхнемелового возраста, вызвавшим частичную потерю радиогенного аргона. Такое предположение нам кажется достаточно приемлемым, тем более, что как явствует из экспериментов (Рубинштейн, 1967), не требуется особенно значительного повышения температуры, чтобы породы типа кварцпорфиров испытали

заметную потерю радиогенного аргона. В области же Храмовского поднятия в позднемеловое время, в связи с мощным альбитофировым вулканизмом, очевидно, были все условия как для значительного повышения температуры, так и для проникновения этой "термальной интрузии" в область развития верхнепалеозойского кварцпорфир-гранитпорфирного комплекса и его основательной термальной переработки.

Наконец, несколько слов о пространственном размещении и формах залегания интрузивных тел, образующих кварцпорфир-гранитпорфирный комплекс. В этом вопросе решающее значение приобретают следующие особенности расположения кварцпорфир-гранитпорфирного комплекса в пространстве: 1) тела, образующие этот комплекс, занимают обширные площади, 2) в большинстве случаев они слагают при этом гипсометрически наиболее возвышенные участки Храмовского кристаллического выступа и 3) линия их контакта с более древними образованиями (чаще всего с биотитовыми гранитами) очень часто напоминает выход на поверхность горизонтальной плоскости.

Учитывая все эти особенности пространственного положения кварцпорфир-гранитпорфиров и принимая во внимание их явно интрузивный характер, приходим к заключению, что в целом для этого комплекса характерна пластовая форма залегания в виде sill-образных тел. Внедрение этих пластовых интрузий произошло после накопления верхнепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса, преимущественно вдоль поверхности залегания последнего на более древние породы субстрата. Но среди кварцпорфирных интрузий, вероятно, присутствуют и штокообразные тела небольших размеров.

Представления о пластовом залегании кварцпорфирного комплекса в кристаллическом сооружении Храмовского выступа и особенно о его межформационном положении, по нашему мнению, хорошо объясняют многие противоречивые на первый взгляд факты: постоянно наблюдаемая пространственная связь верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образований с кварцпорфир-гранитпорфирным интрузивным комплексом; залегание последнего под первым и, в то же время, наличие между ними интрузивного (активного) контакта; большое площадное развитие кварцпорфир-гранитпорфирного комплекса и др.

Следует отметить и то, что представление о пластовой форме залегания кварцпорфир-гранитпорфирного интрузивного комплекса не является новым. Например, по поводу кварцевых порфиров окрестностей г. Гелиндаг указывалось, что они оставляют впечатление "межформационного интрузивного тела", залегающего между гранитоидами и вулканогенно-осадочной свитой (Заридзе, Татришвили, 1953, 1965).

Учитывая весь вышеизложенный материал последовательность формирования отдельных составных частей верхнепалеозойской вулканоплутонической формации кварцпорфир-гранитпорфирного состава можно представить следующим образом:

I. Примерно со среднего подъяруса нижнего карбона (визе) происходит проявление кислой вулканической активности кварцпорфирного состава, длившейся, по крайней мере, до конца башкирского века. За этот промежуток времени накапливается верхнепалеозойский вулканогенно-осадочный комплекс. Остатками подводных каналов или корневой системы этого эффузивного комплекса являются кварцпорфирные тела с обломочным строением или с полосча-



той и линейной текстурами течения.

2. После формирования вулканогенно-осадочного комплекса, с некоторым отставанием во времени, но не выходя за пределы верхнего палеозоя, происходит внедрение кварцпорфир-гранитпорфирового комплекса, являющегося выражением интрузивного проявления того же кварцпорфирового вулканизма.

3. Конечные стадии интрузивного вулканизма знаменуются внедрением в область развития эффузивного и интрузивного комплексов многочисленных кварцпорфировых и гранитпорфировых даек, составляющих его жильную фацию.

#### ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ КОМПЛЕКСОВ

Выше было показано, что выход древнейших образований Храмского складчатого фундамента - гнейсово-мигматитового комплекса по ущельям рек Чочиани и Храма является ложем для гранитов. Последние, таким образом, расположены в кварцево-диоритовых гнейсах в виде крупного пластообразного тела (или тел) типа гарполита или одностороннего лаколита. Его налегание на породы гнейсово-мигматитового комплекса хорошо улавливается во многих местах. Но в настоящее время мы не видим гнейсов, представляющих собой кровлю пластовой гранитной интрузии, которая обязательно должна была быть. Место кровли в настоящее время занимает кварцпорфир-гранитпорфировый интрузивный комплекс. Можно было бы допустить, что последний занял место гнейсовой кровли, т.е. внедрившись, почти полностью ассимилировал его. В таком случае трудно себе представить бесследное исчезновение гнейсов кровли, к тому же в породах кварцпорфир-гранитпорфирового

комплекса нигде не обнаружены останцы или ксенолиты гнейсов, и то время как более древние граниты (биотитовые) ими переполнены. Поэтому приходим к заключению, что после внедрения в гнейских пластообразной гранитной интрузии, точнее одновременно с внедрением, территория Храмского выступа фундамента испытала поднятие и превратилась в область денудации. Денудационное время было довольно продолжительным, во всяком случае, вполне достаточным не только для полного размыва гнейсов кровли, но, очевидно, и для размыва некоторой верхней части интрузии биотитовых гранитов. После длительного денудационного периода, в раннекаменноугольное время (визейский век), в связи с началом позднегерцинского этапа развития на территории Храмского поднятия обособились отдельные местные прогибы, в которых происходило накопление вулканогенных и осадочных толщ и поднятия, с которых временами сносились обломочный материал, и растительный детрит. После накопления верхнепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса или к концу его седиментационного цикла (не раньше конца башкирского века) имело место проявление интрузивного магматизма кварцпорфирового состава, выразившееся во внедрении межформационных пластовых или силлообразных тел кварцпорфир-гранитпорфирового комплекса вдоль поверхности налегания верхнепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса на гранитный комплекс Храмского кристаллического сооружения. Этим и следует, очевидно, объяснить отсутствие в кварцпорфирах и гранитпорфирах ксенолитов кварцево-диоритовых гнейсов, в то время как останцами и ксенолитами древних гранитов (биотитовых, лейкократовых) они изобилуют.

После проявления в этой области кварцпорфир-гранитпорфировых

межформационных интрузий и чуть позднее – многочисленных мелких секущих тел того же состава, фундамент Храмского поднятия уже окончательно сформировался. По-видимому, одновременно с проявлением кварцпорфирового интрузивного магматизма он испытывает воздымание и на длительное время превращается в область интенсивной денудации, вплоть до лейасовой трансгрессии, знаменующей начало накопления альпийского осадочного чехла.

В заключение, исходя из всего вышеизложенного фактического материала по домезозойским образованиям Храмского кристаллического сооружения, последовательность главнейших моментов процесса его становления можно представить в следующем виде:

1. Накопление вулканогенно-осадочных отложений геосинклинального характера – материнских пород гнейсово-мигматитового комплекса.

2. Процесс регионального метаморфизма – образование кристаллических сланцев, амфиболитов, кварцево-диоритовых гнейсов и мигматитов-венитов.

3. Внедрение (тектоническое?) небольших интрузий и даек основного и ультраосновного состава (габбро и серпентинитов).

4. Внедрение пластообразных интрузий микроклиновых гранитов; ассимиляция гранитной магмой вмещающих гнейсов и основных пород, в результате этого возникновение целой гаммы гибридных пород с явным преобладанием биотитовых гранитов; на поздних фазах гранитного магматизма проникновение постмагматических растворов, в основном по поверхности контакта гранитов с гнейсами, широкое проявление процессов кремнивого, натриевого и калиевого метасоматоза, сильное инъецирование гнейсов гранитоидным материалом, образование мигматитовых полей и ореолов, а также лейкократовых,

порфировидных и аляскитовых гранитов; проявление аплитовой фазы; внедрение небольших штоков и даек кордиеритсодержащих гранитов.

5. Внедрение даек и небольших тел габбро-диабазово-порфиритового состава.

6. Вулканическая активность кварцпорфирового состава, наложение вулканогенно-осадочного эпиконтинентально-морского комплекса "нижних туффитов"; несколько отстающее по времени, интрузивное проявление того же вулканизма, выразившееся в межформационном внедрении кварцпорфировых и гранитпорфировых интрузий, в основном вдоль поверхности налегания вулканогенно-осадочного комплекса на комплекс гранитов; чуть позднее проявление жильной фазы интрузивного кварцпорфирового вулканизма, внедрение кордиеритовых и гранитпорфировых многочисленных даек.

#### ВОЗРАСТ КОМПЛЕКСОВ

Возраст исходных вулканогенно-осадочных пород, давший гнейсово-мигматитовый комплекс Храмского кристаллического сооружения, условно определяется как нижний палеозой-докембрий (?), по аналогии со сходными образованиями Дзирульского выступа фундамента.

Однако этот вопрос требует некоторого уточнения. Дело в том, что нижнепалеозойский (нижнекембрийский) возраст на Дзирульском выступе установлен для метаморфической (филлитовой) свиты, аналогичной которой на Храмском выступе фундамента присутствуют лишь в виде небольших останцев кристаллических и метаморфических сланцев, а также метапесчаников в кварцево-диоритовых гнейсах. Поэтому на основании сопоставления с Дзирульским выступом можно

с уверенностью говорить о нижнепалеозойском возрасте лишь указанных выше останцев метаморфических сланцев и метапесчаников. Учитывая однако, что кварцево-диоритовые гнейсы главным образом являются парагнейсами, образованными путем регионального метаморфизма, очевидно, тех же исходных пород, то нижнепалеозойский возраст должен быть распространен и на них. Таким образом, материнские породы гнейсово-мигматитового комплекса Храмского выступа фундамента следует считать в основном нижнепалеозойским; о большей детализации их возраста или возрастных пределов на современном уровне наших знаний говорить не приходится.

Не менее важен вопрос о времени формирования гнейсово-мигматитового комплекса. Этот вопрос в значительной степени осложняется тем, что разные составляющие комплекса образованы явно в разное время. В частности, кристаллические и метаморфические сланцы (и метапесчаники), присутствующие в комплексе в виде останцев, очевидно, возникли под воздействием первого же сильного процесса регионального метаморфизма, последовавшего за стадией погружения и геосинклинального осадконакопления.

Допуская нижнепалеозойский возраст этих исходных геосинклинальных отложений и учитывая, что следы присутствия среднепалеозойских образований в них пока не обнаружены, думаем, что наиболее вероятным временем метаморфизма материнских пород и превращения их в кристаллические и метаморфические сланцы следует считать конец кембрия, т.е. формирование кристаллических и метаморфических сланцев, присутствующих в гнейсово-мигматитовом комплексе в виде останцев, произошло в результате метаморфизма, связанного с движениями раннекаледонского орогенетического этапа. К этому же времени должно относиться образова-

ние гнейсов и мигматитов (венитов), возникших путем перекристаллизации и перераспределения материала исходных пород, т.е. без участия привнесенного гранитоидного материала. Естественно, подумывается, что все перечисленные породы возникли до проявления в области Храмского выступа палеозойского гранитоидного магматизма. Образование другой части гнейсов и мигматитов (артеритов) осуществлялось в связи с внедрением гранитоидного комплекса и при непосредственном участии его инъецирующего материала. Поэтому, по времени формирования, последние (гранитные гнейсы и мигматиты) являются образованиями более молодыми, сходными по возрасту и связанными генетически с гранитным комплексом.

Установление точного возраста Храмского гранитного комплекса в значительной мере затруднено недостаточностью достоверных геологических данных. Существующие данные дают очень большой промежуток времени для возраста гранитов. Храмские граниты внедрены в кварцево-диоритовые гнейсы предположительно нижнепалеозойского возраста. В то же время они, по нашему мнению, древнее верхнеильменско-верхнебашкирского вулканогенно-осадочного комплекса и вместе с ними прорваны кварцпорфир-гранитпорфировым интрузивным комплексом.

Таким образом, образование гранитного комплекса Храмского выступа фундамента следует предполагать в промежутке времени от позднего кембрия до позднего виве.

Учитывая однако, что кварцево-диоритовые гнейсы Храмского выступа являются парагнейсами, образованными в результате регионального метаморфизма нижнепалеозойских геосинклинальных отложений, а гранитный комплекс внедрился в уже готовые кварцево-диоритовые гнейсы, то следует допустить, что после окончания ни-

жнепалеозойского геосинклинального седиментационного цикла до внедрения гранитов должно было пройти время, необходимое для превращения исходных вулканогенно-осадочных пород в кварцево-диоритовые гнейсы. В этом промежутке времени, наряду с проявлением процессов регионального метаморфизма, предполагается также кварцево-диоритовый магматизм, четко обособленный генетически, петрохимически и по возрасту от гранитного комплекса, и хорошо выраженный во всех древних кристаллических сооружениях Грузии. На Храмском выступе к нему можно отнести гнейсовидные кварцевые диориты, магматическое происхождение которых не вызывает сомнения. Образование кварцево-диоритовых гнейсов и формирование гнейсовидных кварцевых диоритов, по нашему мнению, должны были иметь место не раньше конца позднего кембрия, т.к. во-первых, маловероятно, чтобы нижнепалеозойское геосинклинальное осадконакопление прекратилось сразу же после раннего кембрия и, во-вторых, для проявления процессов интенсивного регионального метаморфизма и магматизма все-таки требуется определенное и, очевидно, немалое время. Думается, что все эти процессы должны быть связаны с раннекаледонским орогенетическим циклом.

Таким образом, наиболее вероятным промежутком времени для формирования гранитного комплекса является интервал, охватывающий средний палеозой и турне. Более точное определение возраста гранитного комплекса не удастся даже с помощью данных измерений абсолютного возраста, т.к. последние на Храмском выступе не обеспечивают достаточную надежность.

Что же касается верхнепалеозойского вулканогенно-осадочного и кварцпорфир-гранитпорфирного интрузивного комплексов, то

поздневизейско-позднебалхирский возраст одного и несколько более молодой возраст второго, показанные в соответствующих разрезах работы, не могут вызвать сомнений.

## Т Е К Т О Н И К А

В геотектоническом отношении Храмский выступ кристаллического фундамента представляет собой наиболее высокоприподнятую и глубокоразмытую часть Храмского поднятия, входящего в Болнисскую зону Артвино-Болнисской глыбы (П.Гамкрелидзе, 1966, 1966<sub>1</sub>).

Помимо Храмского и расположенного почти рядом небольшого по размерам Ивановского выступов фундамента в Храмское поднятие входят разделяющий их участок и периферии, покрытые отложениями осадочного чехла. Последние здесь представлены песчано-глинистыми осадками лейаса, известняково-глинистыми породами верхней юры-нижнего мела, верхнемеловыми вулканогенно-карбонатными образованиями и континентально-вулканогенными, главным образом, диффузивными верхнемиоценово-нижнечетвертичными образованиями.

С юга Храмское поднятие ограничено системой разломов субширотного простирания, проходящей по северному борту Гомаретского лавового плато, так что в южном направлении кристаллический фундамент резко опущен тектонически на 1-1,5 км.

Восточная граница поднятия проводится по меридиональной линии, проходящей чуть восточнее меридионального же отрезка р.Асланка; к востоку от этой линии фундамент постепенно погружается под плиоцен-четвертичные лавовые потоки и верхнемеловые отложения чехла.

С севера с Храмским поднятием граничит Аджаро-Триалетская складчатая система. Граница между ними в самой северо-восточной

части поднятия выражена глубинными разломами. Западнее его выход на поверхность перекрыт молодыми долеритовыми лавами и должен проходить по северному крылу Беденской антиклинали, где под лавовыми покровами наблюдается резкое погружение кристаллического фундамента под мощные верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Более интересен вопрос западной границы Храмского поднятия с Джавахетской зоной. До сих пор она проводилась по линии Цалка-Триалети, т.е. по краю выходов долеритовых лав, перекрывающих кристаллические образования фундамента. Таким образом, подразумевалось, что западная граница Храмского поднятия совпадает с таковой выступа кристаллического основания и что начиная от вышеуказанной линии, к востоку субстрат резко погружается (П. Гамкрелдзе, 1949, 1965; Схиртладзе, 1960).

В последние годы, с целью снабжения с.Триалети питьевой водой, в сторону мощных родников восточных склонов Кечутского (Джавахетского) хребта была прорыта неглубокая траншея длиной около 5 км. И несмотря на то, что в сторону Кечутского хребта рельеф, хоть и постепенно, но неуклонно и заметно повышается (примерно 50 м на 1 км), траншея на всем своем протяжении вскрывает образования фундамента, представленные здесь главным образом гранитпорфирами и кварцпорфирами. Последние перекрыты лишь тонкой покрывкой долеритовых и андезитовых лав. Этот факт свидетельствует о том, что фундамент в западном направлении погружается не сразу за своими крайними западными выходами. А это значит, что Храмское поднятие в западном направлении не заканчивается там же, где выступ его кристаллического фундамента. Поверхность последнего западнее указанной линии

Цалка-Триалети гипсометрически все еще повышается на некотором расстоянии, но перекрыта молодыми лавами. Здесь возникают интересные вопросы: на каком гипсометрическом уровне проходит поверхность фундамента, каково положение последнего под гребневой частью Кечутского хребта и где начинается его резкое погружение. К сожалению, в настоящее время из-за отсутствия геофизических данных и данных бурения по Джавахетской зоне, невозможно ответить на эти вопросы более или менее определенно. Можно лишь предполагать, что к западу поверхность фундамента без существенных гипсометрических колебаний продолжается вплоть до меридиональной системы глубинных разломов Кечутского хребта, являющихся подводными каналами миоценовых и четвертичных лав. Думается, этот вопрос заслуживает специального геолого-геофизического изучения.

Комплексы пород, слагающие Храмский выступ древнего фундамента, обособлены друг от друга достаточно четко. Однако разместить их по отдельным структурным ярусам чрезвычайно трудно, так как это непосредственно связано как с вопросами их возрастных взаимоотношений, так и с проблемой возраста формирования Закавказского срединного массива в целом.

С наибольшей уверенностью можно говорить лишь о наличии двух структурных ярусов — доверхнепалеозойского и позднегерцинского. Первый представлен гнейсово-мигматитовым и гранитным комплексами, находящимися в тесной пространственной взаимосвязи. Граниты секут и пропитывают кварцево-диоритовые гнейсы и мигматиты, образуя со своей стороны гранито-гнейсы и мигматиты. Это мощная (иногда в несколько сотен метров) зона в различной степени пропитанных пород делает невозможным провести чет-

кую границу между ними. Условная граница проводится с большой долей вероятности на основании господствующего развития кварцево-диоритовых или гранитных пород.

Позднегерцинский структурный ярус сложен единой вулканоплутонической формацией кварцпорфир-гранитпорфирового состава, достаточно полно представленной всеми своими подформациями или фациями: эффузивной - верхневизейско-башкирским вулканогенно-осадочным комплексом (свита "нижних туффитов"), интрузивной - кварцпорфир-гранитпорфировым комплексом и жильной - дайками второго этапа. Все эти образования по возрасту укладываются в позднепалеозойском промежутке времени и относятся к единому позднегерцинскому тектоно-магматическому циклу.

Гнейсово-мигматитовый и гранитный комплексы, слагающие древнейший - доверхнепалеозойский структурный ярус и являющиеся основанием для позднегерцинского структурного яруса и образований осадочного чехла, очень интенсивно дислоцированы. Это выражается в напряженной мелкой складчатости гнейсов и мигматитов, устаннывливающихся благодаря хорошо развитой гнейсовидности в породах гнейсового комплекса.

Судя по этим структурным элементам, в гнейсово-мигматитовом комплексе развиты складчатые структуры, часто меняющие свое направление. В крайней западной части Чочиянско-Храмского выхода гнейсов оси складок имеют, очевидно, юго-запад-северо-восточное направление; у слияния рек Чочияни и Храмы и восточнее складки меняют направление на общекавказское, а затем, чуть ниже развалин крепости Ткемлиани в гнейсах наблюдаются две хорошо выраженные антиклинальная и синклиная складки поперечного, т.е. субмеридионального направления. Далее направ -

ление гнейсовидности опять становится близширотным до конца выхода гнейсово-мигматитового комплекса. В ущ. р. Кддеиси простирание поверхностей гнейсовидности юго-западно-северо-восточное с небольшими углами падения на северо-запад. По ущелью р. Асланиа простирание меридиональное. Западное на западе и восточное на востоке падения указывают на наличие здесь сильно сжатой антиклинальной складки меридионального направления. Очень интересен вопрос о тектонической природе участков с малыми углами падения (до  $30^{\circ}$ ) поверхностей гнейсовидности (верховья р. Чочияни, повсеместно в ущелье р. Кддеиси). Подобные факты, очевидно, не следует рассматривать как свидетельство слабой дислоцированности субстрата, наоборот, степень дислоцированности пород в этих местах, по-видимому, достигает максимума своего выражения, и малые углы падения поверхностей гнейсовидности должны быть обусловлены образованием лежащих сильно сжатых складок.

Отмеченные выше относительно крупные складчатые структуры, развитые в гнейсово-мигматитовом комплексе, осложнены мелкоскладчатыми формами, особенно хорошо наблюдающимися в гнейсах и мигматитах ущелий рек Чочияни и Кддеиси. Эти складки в общем ориентированы согласно крупным структурным формам или же господствующим на том или ином участке направлениям гнейсовидности.

В целом же, обобщив все данные структурного исследования гнейсово-мигматитового комплекса и исключив отдельные частные случаи отклонения от общего направления, можно заключить, что господствующим направлением поверхностей гнейсовидности и осей складок в гнейсово-мигматитовом комплексе является юго-запад-северо-восточное с заворачиванием простираний структур в крайнем восточном выходе гнейсово-мигматитового комплекса на север,

т.е. переходом в меридиональное направление.

Описанные структуры характерны только для гнейсов и мигматитов и в других породах кристаллического фундамента не фиксируются. Они являются, очевидно, наиболее древними из всех структурных форм, устанавливаемых в породах Храмского выступа. Можно с достаточным на то основанием утверждать, что образование древних складчатых структур, подобных вышеописанным, т.е. присутствующим только кристаллическим сланцам, гнейсам и мигматитам древнего фундамента, во времени совпадает с моментом максимального развития процессов регионального метаморфизма, когда среда была достаточно пластичной, чтобы в условиях большого тектонического напряжения испытать сильные пластические деформации с образованием сложнейших по форме складок. По этому вопросу больших разногласий среди исследователей нет.

Иначе обстоит дело с вопросами о складчатоспособности пород кристаллического фундамента, уже испытавшего консолидацию под воздействием байкальских, каледонских или герцинских движений, а также процессов метаморфизма и гранитообразования и выступающего после этого в качестве жесткой геоструктурной единицы.

Обычно складчатые структуры в фундаменте устанавливаются по наличию отложений чехла, сохранившихся от размыва в синклинальных депрессиях, которыми разграничены друг от друга крупные поднятия. В кристаллических породах фундамента указанные структуры отражаются лишь при наличии в них благоприятных текстурных условий — сланцеватости, гнейсовидности и др.

В массивных магматических породах фундамента складчатые структуры не отражаются, хотя их способность подвергаться значительным пластическим деформациям подтверждается наличием интенсивной

складчатости в слоях осадочного чехла, непосредственно налегающих на них. Однако некоторые исследователи весьма скептически смотрят на способность кристаллических пород жесткого фундамента сминаться в складки (Белоусов, 1939; Кузнецов, 1947; Долгинов, 1958, 1960; Леонов, 1967). По их мнению, возникновение всех структур чехла обусловлено блоковым строением фундамента, в котором различаются разграниченные разрывами блоки разных порядков; вертикальные дифференциальные движения этих блоков вызывают деформации более пластичных пород чехла, причем "общий стиль деформации осадочного чехла зависит от размеров и форм блоков фундамента и масштаба их относительных перемещений" (Леонов, 1967).

Тем не менее, к настоящему времени уже накопилось множество фактов, свидетельствующих, что кристаллический фундамент, несмотря на свою "жесткость" и стабильность, активно участвует в складчатости чехла, образуя складки, порой очень крутые и даже опрокинутые и, что самое главное, без какой-либо "помощи" со стороны разрывных нарушений.

С точки зрения физико-механических свойств, кристаллические породы фундамента, в частности гранитоиды, вполне способны подвергаться пластическим деформациям. Более того, установлено, что граниты обладают пластическими возможностями, даже большими, чем, например, известняки, и в этом отношении они могут приравниваться к аркозовым песчаникам (Дортман и др., 1964). Эта способность гранитов интенсивно пластически деформироваться хорошо подтверждается и полевыми наблюдениями. Например, в Верхней Сванетии в истоках р.Твибери в плагиогранитах Главного хребта нами, совместно с Ш.А.Адамия, Г.А.Чихрадзе и З.Д.Воль-

ским была установлена система складок с шириной отдельных структур от 30–40 до нескольких сот метров, хорошо фиксируемых по складкам в осадочном чехле (Хуцишвили, 1967). Очевидно, что эти складки столь маленького измерения не могли возникнуть в результате дифференциальных движений различных блоков фундамента.

Исследователи, допускавшие в субстрате возможность лишь блоковых дифференциальных движений и почти полностью игнорирующие способность пород кристаллического фундамента деформироваться пластически, видимо, не придают должного значения таким нередко наблюдающимся фактам, как: весьма крутые углы падения (60 – 80°) осадочного чехла в рассматриваемых структурах, опрокидывание крыльев складок и кручение шарнира (Квишская синклиналь); мощные базальные слои чехла, повторяющие каждый изгиб поверхности фундамента без каких-либо следов разрыва и срезывания или выклинивания; нередко фиксируемые центри- и периклинальные замыкание всех слоев (базальных тоже) осадочного чехла и, наконец, существование небольших складок, для образования блоковыми движениями которых было бы необходимо допустить дифференциальные движения очень мелких (меньше 40 м) блоков фундамента, что более чем сомнительно.

Это, конечно, не исключает и даже не умаляет роли блоковых движений в формировании структур в пределах тех или иных выступов кристаллического фундамента. Наоборот, наличие крупных обособленных блоков, ограниченных разломами, одна из самых специфических черт тектонического строения кристаллических сооружений. Дифференциальные движения крупных сегментов последних играют значительную роль в формировании не только отдельных крупных структур, но и в обособлении каждой отдельной гестектонической

единицы земной коры.

Но здесь обсуждается вопрос совершенно иного порядка, а именно: исчерпывались ли деформационные возможности фундамента после его консолидации только блоковыми движениями, или он обладал еще и способностью принимать активное участие в складчатости чехла, деформируясь пластически. Думаем, вышеизложенные факты и соображения с достаточной убедительностью отвечают на этот вопрос утвердительно.

Здесь необходимо подчеркнуть, что вышеуказанные пластические деформации в фундаменте могут быть установлены лишь по наблюдающимся складкам в перекрывающем его осадочном чехле, т.е. не смотря на то, что породы фундамента несомненно испытали сильные пластические деформации, непосредственно в субстрате эти деформации обычно не находят выражения в виде какой-либо складчатой структурной формы. Для того чтобы пластические деформации отразились в виде складчатых структур в породах фундамента последние должны обладать субпараллельными поверхностями раздела или какими-либо текстурными особенностями, обуславливающими их механическую анизотропию. В качестве таковых могут выступать сланцеватость кристаллических сланцев или гнейсовидность гранитоидных пород. Путем детального изучения и точных замеров этих планпараллельных и линейных текстурных элементов в кристаллическом ядре Главного Кавказского хребта выделяется ряд синклинальных и антиклинальных структур, часто весьма сжатых, асимметричных, осложненных структурами высших порядков (Заридзе и др., 1962; Демин, 1960, 1963).

Кроме того, как выяснилось в последнее время, почти все гранитоидные массивы Главного хребта представляют собой пластовые



тела различной мощности, залегающие согласно сланцеватости вмещающих кристаллических и метаморфических сланцев и не являются "бездонными" батолитами, существование которых вообще подвергается сомнению после замечательных исследований Г.Клооса (1923, 1926). Таковы и плагио-гранито-гнейсы (гнейсовидные кварцевые диориты), и двуслюдяные граниты (Демин, 1965), и существенно микроклиновые граниты (Сомин, 1965). Более того, установлено, что пластовая или субпластовая форма залегания обуславливает ориентировку гранитных тел в соответствии с простираемостью толщ метаморфических образований субстрата, причем гранитные тела повторяют даже отклонения последних от общекавказского плана, приобретая вместе с ними "антикавказское" направление (Сомин, 1965).

Таким образом, пластовая форма залегания гранитоидных тел уже является важным фактором, обуславливающим механическую анизотропию гранитов.

Здесь необходимо отметить также некоторые факторы, влияющие, по общему признанию, на характер и форму образующихся складок. Принято, что амплитуда и ширина образующейся складки находятся в прямой зависимости от мощности сминаемого в складки геологического тела, т.е. для мощных геологических тел должны быть характерны складки наибольшей амплитуды. Мощность же гранитных пластовых тел достигает иногда нескольких километров. Естественно, что тела такой мощности могут образовать лишь сводообразные складки большого радиуса. Тем не менее, в гранитоидах различного состава иногда фиксируются складки сравнительно небольшой амплитуды и даже мелкие. Что же в таких случаях может способствовать выражению складчатых форм в массивных гранитах?

Замечательная картина, свидетельствующая о мелкоскладчатой

деформационной способности гранитов кристаллического фундамента наблюдается в пределах Храмского кристаллического выступа в верхнем течении р. Асланка. Здесь, на левом склоне ущелья, в 2,5 км юго-восточнее с. Ивановка, нами совместно с Т.Н. Зулиашили была обнаружена маленькая (шириной в 2 м) синклиальная складка, настолько идеально выраженная, что издали трудно усомниться в осадочном происхождении слагающих ее пород (рис. 8).



Рис. 8. Синклиальная складка в лейкократовых гранитах ущелья р. Асланка.

Складка развита в гранитах бледно-розового цвета, в которых под микроскопом не обнаруживаются какие-либо элементы планпа-параллельного или линейного строения. Мощность отдельных "слоев" складчатого гранита от 10 до 20 см. Направление оси складки ЮВ 130°. Падение северного крыла юго-западное под углом 70°, южного - северо-восточное под углом 50°, так что складка несколько асимметрична. Вместе с тем, наблюдается погружение оси складки в восточном направлении под углом около 30°. Более круто стоящее северное крыло осложнено небольшим флексуобразным перегибом и несколькими разрывами без заметного перемещения.

При расшифровке механизма образования данной складки нами было рассмотрено несколько более или менее возможных вариантов ее генезиса, но наличие на поверхностях "слоев" явных следов межпластового скольжения, т.е. изгиба со скольжением, не оставляет сомнения в образовании рассматриваемой складки путем их чистого изгиба в результате тектонического сжатия. Тем более, что борозды скольжения на поверхности "слоев" явно указывают на перемещение каждого внешнего "слоя" (в нашем случае синклинальной складки - нижнего "слоя"), направленное в сторону мульды.

Учитывая весь вышеизложенный фактический материал, приходим к выводу, что необходимую для складчатости механическую анизотропию гранитам придавала система параллельных субгоризонтальных трещин, делящих породу на ряд тонких (10-20 см), напоминающих слои, пластин. Каждая пластина, ведя себя подобно отдельным слоям осадочных пород, принимала участие в образовании нормальной складки изгиба со скольжением. Механизм последней воссоздан так точно, что в мульде синклинали хорошо заметно некоторое утолщение пластин.

Таким образом, в этом случае параллельные поверхности раздела в виде системы трещин при складкообразовании сыграли в гранитах такую же роль, какую в осадочных породах играют поверхности слоистости.

Аналогичная, но несколько хуже выраженная картина наблюдается в гранодиоритах, секущих кварцево-диоритовые гнейсы на левом берегу р.Храми, на отрезке между ее левым притоком Тарсени и правым - Ткемлиани. Здесь имеется небольшая антиклинальная складка меридионального направления (рис.9).

Складки, подобные описанным выше, по-видимому, встречаются

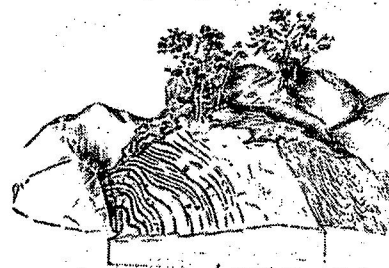


Рис.9. Антиклинальная складка в гранитоидах (I) на левом берегу ущелья р.Храми (зарисовка).

I - гранодиориты, 2 - кварцево-диоритовые гнейсы.

нередко и при обнаружении их не следует принимать за очередную причуду природы. Наоборот, было бы удивительно, если бы поверхности доскладчатой системы субгоризонтальных трещин в породе не испытали некоторое искривление или даже полный изгиб в условиях тангенциального сжатия в процессе складчатости.

Здесь же следует обратить внимание еще на одно обстоятельство. Нет сомнения, что, судя по формам описываемых выше складок, системы параллельных субгоризонтальных трещин или любых поверхностей раздела в гранитоидах являются наиболее благоприятными тектоническими элементами для развития идеально выраженных по форме складок изгиба со скольжением. В этом отношении они ничуть не уступают слоистости осадочных образований, если учесть высокую пластическую способность гранитоидных пород. Однако следует отметить, что складки, образованные вышеописанным путем, наблюдаются несравненно реже, нежели системы параллельных субгоризонтальных трещин, которые встречаются буквально на каждом шагу. Это обстоятельство, очевидно, объясняется следующим образом. Во-первых, многие системы поверхностей трещин, по-видимому, возникли в результате последнего процесса складкообразования, так что они пока не подверглись складчатости. Во-вторых, складки, возникшие

по вышеописанному механизму, могут быть установлены лишь в случае обнаружения их свдогового перегиба (или мульды).

Если в случае осадочных толщ обнаружение наклонно залегающих слоев уже является достаточно веским доводом для заключения, что толща в той или иной степени дислоцирована, то сделать такой же вывод на основании фиксируемых круто- или пологопадающих поверхностей раздела в гранитоидах, никто не решается, более того, такое никому не придет в голову. В этом отношении осадочные образования имеют огромное преимущество, т.к. с точки зрения способности образования складок, к магматическим породам пока еще не относятся с должным доверием. Конечно, все вышесказанное не является призывом принимать все поверхности раздела, фиксируемые в магматических породах, за крыло какой-либо складки, это скорее всего лишь предложение не бояться увидеть складчатые структуры в гранитах фундамента, хотя бы там, где они хорошо выражены. На этом вопросе мы остановились так детально с целью еще раз подчеркнуть справедливость предположения, что "складки образуются и в неслоистых породах при определенных условиях деформации" (Аджигирей, 1966).

Общая геотектоническая природа Храмского поднятия хорошо известна: это крупный горстообразный антиклинорий, ярко выраженный в природе благодаря разломам, ограничивающим поднятие с северного и южного краев, вдоль которых Храмский блок кристаллического фундамента испытывал в мезозое относительное воздымание, разделяя друг от друга прилегающие геотектонические единицы - Локско-Карабахский юрский прогиб на юге от Аджаро-Триалетского авлактенного трога, зародившегося в середине мела, - на севере.

Современный структурный облик Храмского поднятия и его основ-

ные черты формировались, главным образом, именно под влиянием и в процессе становления его северного и южного складчатых обрамлений. В этом отношении особенно показательно влияние Аджаро-Триалетии, развивавшейся более активно.

Следы наиболее древних тектонических движений, проявившихся в этой области в послесреднекаменноугольное время, могут быть установлены по наблюдениям над верхнепалеозойским вулканогенно-осадочным комплексом. Судя по сегодняшним фрагментам последнего, вырисовывается одна крупная антиклинальная складка северо-северо-восточного простирания. Эта структура представляет собой брахиантиклиналь с направлением оси, близким к меридиональному (П.Гамкрелидзе, 1965). Крылья складки сложены кварцпорфир-гранитпорфировым интрузивным и верхнепалеозойским вулканогенно-осадочным комплексами, а также верхнемеловыми образованиями. В ядре антиклинали, по ущелью р.Клдеиси обнажаются древние образования Храмского кристаллического сооружения - гнейсово-мигматитовый комплекс.

Северо-западное крыло антиклинали (точнее фрагмент крыла, сохранившийся после размыва) наблюдается в районе г.Гелиндаг. Здесь слои нижне- и среднекаменноугольного вулканогенно-осадочного комплекса в общем падают на запад-северо-запад под углом 30-40°. Однако здесь фиксируются и другие падения слоев (северное и южное), указывающие на местные осложнения крыла складчатыми нарушениями более высокого порядка. Эту брахиантиклиналь по месту выхода древнейших образований вдоль ущелья р.Клдеиси мы именуем Клдеисской. Северо-западное крыло Клдеисской антиклинали осложнено двумя разновозрастными сбросами близширотного и северо-западного направления. Первый из них древнее, перекрывается сено-

манскими отложениями; вдоль него северное крыло приподнято на 700–800 м. В этом крыле вулканогенно-осадочный и кварц-порфир-гранитпорфирный интрузивный комплексы полностью размыты и породы гранитного комплекса непосредственно соприкасаются с верхнепалеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями юго-западного крыла. Сеноманские отложения здесь перекрывают и линию разрыва и разновозрастные образования обоих крыльев. Второй сброс – послесеноманский. Он пересекает первый, а также сеноманские отложения; последние сохранились лишь на опущенном северо-западном крыле и контактируют с вулканогенно-осадочными образованиями и породами гранитного комплекса северо-восточного крыла.

Юго-восточное крыло Кддеисской антиклинали сохранилось более полно. Оно представлено неширокой (1,5–2 км) полосой верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образований, трансгрессивно перекрывающихся отложениями верхнего мела. Падение этого крыла более крутое, достигает ближе к ядру 50–60°, затем к юго-востоку оно выполаживается, осложняясь складками второго и третьего порядков. Крутизна юго-восточного крыла усугубляется еще больше благодаря крупному сбросу, совпадающему по направлению с простиранием складки (ЮЗ–СВ) и проходящему по левому склону р. Кддеиси. Опущено юго-восточное крыло, но амплитуда не должна превышать 150–200 м. Это крыло осложнено также синклиальной и антиклинальной складками второго порядка, хорошо устанавливающимися в разрезе верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образований по левому склону р. Кддеиси.

Таким образом, Кддеисская брахиантиклиналь представляет собой асимметричную складку близмеридионального простирания с более крутым юго-восточным и пологим северо-западным крыльями (рис. 10).

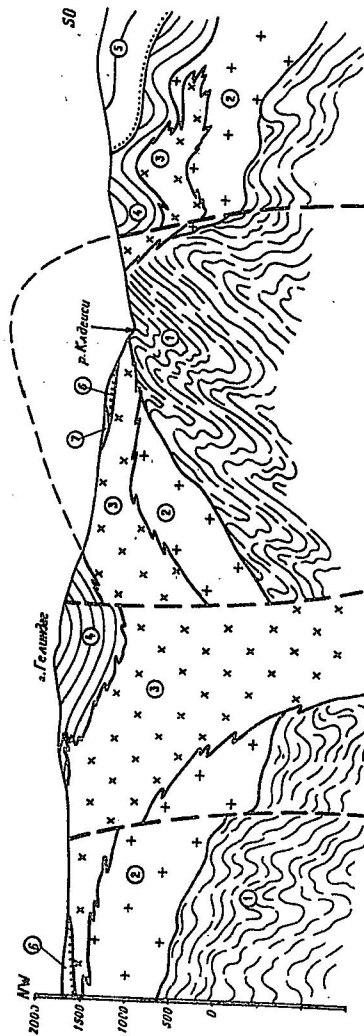


Рис. 10. Поперечный разрез Кддеисской антиклинали.

- 1 – гнейсово-мигматитовый комплекс, 2 – гранитный комплекс,
- 3 – кварцпорфир-гранитпорфирный интрузивный комплекс, 4 –
- нижне-ореднекаменноугольный вулканогенно-осадочный комплекс,
- 5 – верхнемеловые отложения, 6 – верхнемелово-нижнечетвер-
- тичные лавы, 7 – четвертичные образования.

Следует отметить, что в пределах Храмского поднятия Кддеиская антиклиналь является единственной структурой близмеридионального северо-восточного простирания, все остальные складчатые дислокации направлены близширотно или с северо-запада на юго-восток. Отсюда можно заключить, что Кддеисская антиклиналь представляет собой древнюю структуру, заложившуюся, очевидно, после накопления ниже-среднекарбонového вулканогенно-осадочного комплекса в связи с проявлением позднегерцинских движений, но она формировалась длительно и продолжала формироваться и в послепозднемеловое время, так как верхнемеловые отложения в ее строении также участвуют. Однако позднепоздемеловые движения в районе в целом вызвали образование складок уже другого — близширотного направления. Если ближе к сводовой части антиклинали меловые отложения дислоцированы по тому же близмеридиональному плану, т.е. повторяют элементы залегания верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной толщи, то в некотором удалении от свода верхнемеловые отложения смяты в складки близширотного простирания. Таким образом, Кддеисская антиклиналь, видимо, заложилась по плану, унаследованному от основных направлений структур допозднепалеозойского времени (вспомним, что на Кддеисском участке преимущественные простирания поверхностей гнейсовидности — северо-восточные). Однако начиная со времени заложения Аджаро-Триалетского прогиба на рубеже раннего и позднего мела все основные структурные элементы Храмского кристаллического выступа и его осадочного обрамления развиваются по общему с Аджаро-Триалетской субширотному структурному плану.

Хорошим подтверждением этому соображению служат упомянутый выше Кддеисский сброс, проходящий по юго-восточному крылу одно-

именной антиклинали. Направление сброса повторяет направление оси складки. Это нарушение несомненно допоздемеловое, т.к. на северо-востоке в верхнем течении р.Кддеиси оно скрывается под трансгрессивными нижнесеноманскими отложениями.

Складки Триалетского (субширотного) направления (послепозднемеловые) хорошо устанавливаются в осадочном чехле Храмского поднятия, особенно на его северной и восточной перифериях. Наиболее крупные складки, развитые в чехле восточнее выступа фундамента, своими западными окончаниями в большей или меньшей степени захватывают восточный край выступа, а затем затухают. На северной периферии замечается постепенное увеличение степени дислоцированности к северу — в сторону Триалетского хребта.

Самой северной складчатой структурой Храмского поднятия можно считать Беденскую антиклиналь, которая начинает вырисовываться у юго-восточного края Цалкинского водохранилища, протягивается на восток, охватывая одноименные хребты и плато, доходит до крайних северо-восточных выходов пород кристаллического основания, затем, чуть отклонившись к югу, принимает юго-восточное направление и тянется вдоль регионального Сапудзребского взброса, где уже носит название Телетской антиклинали и четко вырисовывается в верхнемеловых вулканогенно-карбонатных и палеоген-нижнеэоценовых флишевых отложениях. В пределах собственно Храмского поднятия антиклиналь сложена плио-плейстоценовыми долеритовыми лавами, под которыми высоко приподнят кристаллический фундамент. Структура здесь довольно пологая, но хорошо вырисовывается морфологически в виде Беденских плато и хребта. Носит она гемизан-тиклинальный характер: северное крыло ее крутое, южное же — с востока на запад выполаживается и становится почти горизонталь-

ным, что обусловлено, по-видимому, общим поднятием Храмского выступа фундамента и взбрасыванием его северной части на Триа-летскую систему складок. Этим и следует объяснить наличие у Беденской антиклинали широкой и плоской сводовой части (Беденское плато). Почти горизонтальное южное крыло к западу осложне-но рядом небольших плоских антиклиналей того же направления - Корсу, Дашбаши, Гюнейдаг, - образующих морфологически хорошо вы-раженные невысокие хребты. Все эти складки в западном направле-нии воздымаются и незаметно стираются без периклинальных замыка-ний.

Наличие описанных складок в прилегающей к Триа-летскому хреб-ту северной части Храмского поднятия служит доказательством про-явления в пределах последнего молодых (четвертичных) тектоничес-ких движений (Адамия и др., 1962).

Южнее полосы развития указанных складок (т.е. территории, по-крытой долеритовыми лавами Беденского хребта), в пределах выхода древних пород фундамента, складчатые структуры уже не могут быть установлены за отсутствием образований чехла. Но на юго-восточ-ном окончании выступа, впритык с Маднеульско-Поладаурской зоной, вырисовывается крупная складка - Мошетская антиклиналь, которая в западном направлении постепенно воздымаясь исчезает не достиг-нув окрестностей с.Гомарети, к востоку же она хорошо выражена в лейасовых и верхнемеловых отложениях и особенно по обнажению в ядре пород верхнепалеозойского вулканогенно-осадочного комп-лекса. Южное крыло Мошетской антиклинали срезано системой разло-мов взбросового характера, вдоль которого Храмское поднятие взбро-шено на образования чехла, развитые к югу.

Наиболее сложно построенным участком Храмского поднятия яв -

ляется его Ивановский блок, расположенный восточнее основного выхода фундамента, в районе сс.Ивановка и Везировка, главным об-разом на правобережье р.Асланка. Выход палеозойского субстрата занимает здесь небольшую площадь, но представлен всеми известны-ми нам образованиями фундамента - гнейсово-мигматитовым, гранит-ным, верхнепалеозойским вулканогенно-осадочным и кварцпорфир-гран-итпорфирным интрузивным комплексами. Сложность тектонического строения Ивановского блока обусловлена как специфичностью струк-турного положения его фундамента, так и особенностями цикла осад-конакопления чехла, присущими лишь этому участку.

Ивановский блок фундамента является наиболее приподнятым участ-ком Храмского поднятия. Особенно четко это положение устанавли-вается по поверхности древнейших образований фундамента - гнейсо-во-мигматитового комплекса. Гипсометрический уровень поверхности гнейсов, обнаженных в ущелье р.Асланка, превышает приблизительно на 150-200 м ту же поверхность в ущелье р.Клдеиси и на 300-350 м - в ущелье р.Храми. Одной из главных причин, обусловивших поднятие Ивановского блока несомненно является система разрывных нарушений, ограничивающих Ивановский блок с юго-запада. Все эти дислокации направлены с северо-запада на юго-восток, проходят близко друг от друга, носят взбросовый характер и во всех случаях приподнятыми являются северо-восточные крылья.

Наиболее крупное из этих нарушений зарождается в истоках р.Клдеиси (в 0,5 км севернее с.Патара Клдеиси), где во взброшен-ном северном крыле обнажается небольшой выход гнейсово-мигматито-вого комплекса, а в левом истоке речки, вдоль взброса наблюдается смещение верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образований и разных толщ верхнего мела. В юго-восточном направлении взброс

проходит через г.Овон, на незначительном участке выводит на поверхность кварцпорфир-гранитпорфировый интрузивный комплекс, упирающийся на юго-западе в вулканогенные породы турона-сантона; затем в ущелье р.Асланка наблюдается непосредственный притык гнейсов, гранитов и вулканогенно-осадочного комплекса взброшенного северо-восточного крыла к вулканогенным слоям верхнего мела, круто падающим на северо-восток. Далее, в юго-восточном направлении линия взброса проходит в турон-сантонской вулканогенной толще и скрывается под молодыми лавами на левом берегу меридионального течения р.Асланка. В северо-западном направлении линия нарушения также уходит под долеритовые лавы Кддеисского потока. Вертикальная амплитуда взброса, судя по перемещению нижнесеноманских отложений в истоках р.Кддеиси, не превышает 200 м, хотя в центральной своей части, в ущелье р.Асланка она может быть более значительной.

Второй взброс того же направления проходит целиком в вулканогенной свите турона-сантона чуть севернее с.Патара Ирага от северных склонов г.Лысой до левобережья р.Асланка. Это нарушение установлено в основном по резко различному гипсометрическому положению поверхности фундамента в двух близко заданных друг от друга скважинах Ирагской ГПШ Грузгеолуправления. Амплитуда нарушения не менее 100 м.

Третий взброс, зарождаясь на южном склоне г.Лысой, проходит юго-западнее с.Патара Ирага и в юго-восточном направлении скрывается под четвертичными отложениями. Он хорошо фиксируется по притыку вулканогенных пород турон-сантона, выходящих в юго-западном крыле к нижнесеноманским слоям северо-восточного крыла в правых притоках р.Асланка. Амплитуда взброса не превышает 100 м.

Таким образом, совместная деятельность вышеописанных взбросов, имеющих одинаковое направление перемещения, была вполне достаточна по величине, чтобы придать Ивановскому блоку его нынешнее приподнятое положение. Указанные нарушения образуют сложное ступенчатое поднятие фундамента, создающее в поперечном разрезе впечатление одностороннего горста (рис. II).

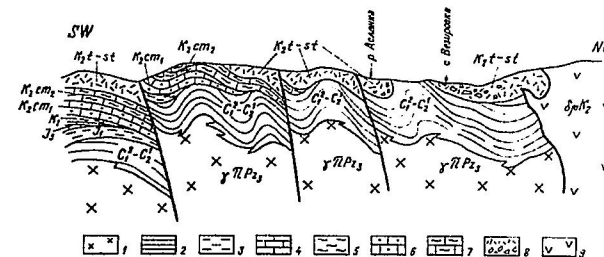


Рис. II. Разрез через Ивановский тектонический блок.

1 - кварцпорфир-гранитпорфировый комплекс, 2 - верхнепалеозойский вулканогенно-осадочный комплекс, 3 - слюдястые сланцы и аркозовые песчаники лейаса, 4 - известняки верхней юры, 5 - пестроцветные глины нижнего мела, 6 - песчаные известняки нижнего сеномана, 7 - мергели и песчаники верхнего сеномана, 8 - вулканогенные образования и конгломераты турона-сантона, 9 - верхнемеловые диабаз-порфириты.

Однако в формировании Ивановской приподнятой структуры, помимо описанных выше разрывных нарушений, являющихся заведомо послетуронскими и, вероятно, даже послемеловыми, весьма значительная роль принадлежит восходящим движениям, проявившимся в туроне (Гамбашидзе, Хуцишвили, 1975).

В пределах Ивановского участка Храмского поднятия по чередованию выходов верхнепалеозойских и туронских образований устанавли-

ливаются также складчатые структуры близширотного простирания: крупная антиклиналь, проходящая через г.Святой Федор и хорошо выраженная на востоке в окрестностях с.Гударехи, Ивановская синклиналь, которая с востока перекрывается долеритовыми лавами, а на западе центриклинально замыкается у с.Патара Клдеиси, затем небольшая, но сильно сжатая и опрокинута на юго-запад антиклиналь с падением обеих крыльев на северо-восток и с переклиналиным западным замыканием, опять маленькая синклиналь на правом склоне р.Асланка и, наконец, главная антиклинальная структура, проходящая вдоль ущелья р.Асланка с выходом в ядре наиболее древних образований фундамента - кварцево-диоритовых гнейсов. Все указанные складки в юго-западном направлении косо срезаются взбросом, ограничивающим Ивановский блок с юго-запада.

К южнее Ивановского блока, на территории между сс.Патара Ирага-Ахкалафа в верхнемеловых отложениях чехла развиты многочисленные разной величины складки, в общем широтного направления с небольшими отклонениями.

По обилию и разнообразию разрывных нарушений с Храмским поднятием и, в особенности, выступом его кристаллического фундамента, вряд ли сравнится какая-либо подобная геотектоническая единица Грузии. Весь Храмский выступ в этом отношении напоминает огромную зону дробления. Для представления степени дробления Храмского кристаллического сооружения отметим, что только в разрезе верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образований вдоль шоссе Тетрицкаро-Цалка (т.е. на расстоянии не более 2,5км) нами было зафиксировано около 1,5 тысяч разрывов с тем или иным перемещением крыльев. В более древних образованиях фундамента (в породах гнейсово-мигматитового и гранитного комплексов) таких

нарушений гораздо больше. Они хорошо устанавливаются по наличию вдоль поверхности разрыва перемятого материала и зеркал скольжения. Иногда мощность таких милонитизированных зон измеряется несколькими метрами, что указывает на значительные масштабы перемещения. Но в кристаллических породах фундамента выяснение характера, направления движения и амплитуды установленных нарушений, никак не удастся. Поэтому они нас могут интересовать лишь с точки зрения господствующих направлений разрывной тектоники области.

Наиболее крупные разрывные нарушения, играющие более или менее значительную роль в становлении общего структурного облика Храмского поднятия или же обуславливающие ту или иную особенность его тектонического строения нами уже были описаны выше. С целью обобщения изложенного материала здесь хотелось бы еще отметить, что на территории Храмского поднятия можно выделить почти все типы разрывных нарушений - нормальные взбросы, сбросо-сдвиги, надвиги и краевые надвиги.

Взбросам присущи большие углы падения поверхности сместителя. Как правило, они осложняют крутые крылья складок (северное крыло Беденской антиклинали и Сапудзребский взброс, южное крыло Мошетской антиклинали и Мамулинский взброс), но нередко пересекают отдельную складку или целую их систему несколько косо или вкрест простирания (складки, развитые на территории Ивановского блока и взброс, ограничивающий его с юго-запада). Во всех случаях взбросы по времени образования связаны с максимумом тектонических напряжений и в процессе проявления той или иной фазы складчатости. В случае долго живущих нарушений, по последним в разное время происходили, очевидно, разнонаправленные перемещения



Сбросы, обладая также крутыми поверхностями нарушения, по времени возникновения относятся к моменту разрядки состояния тектонической напряженности к концу процессов складкообразования. Таковы, по-видимому, Клдеисский крупный сброс, взаимопересекающиеся разновозрастные сбросы в окрестностях г.Гелиндаг, ряд небольших сбросов в районе перевала Бендери и др.

Особо хотелось бы отметить крупный разлом, установленный нами совместно с М.А.Кекелия и Г.К.Цимакуридзе в ущелье р.Храми и прослеженный вдоль ее широтного течения почти на 15 км. Нарушение установлено по наличию на этой линии в нескольких участках тектонической брекчии. Один из таких участков был зафиксирован в пойме р.Храми в 50 м выше слияния с ней р.Сулах. Брекчия состоит из обломков различных кристаллических пород (гнейсов, гранитов, кварцпорфиров, аплитов и габброидов), сцементированных темной, плотной массой, состоящей, главным образом, из тонко перемятого материала биотитовых гнейсов. Вся эта брекчированная зона заключена в порфиритовой дайке, с крупными выделениями роговой обманки, секущей кварцево-диоритовые гнейсы. Размер обломков от первых до 20-30 см, очертания большей частью угловатые, редко - округлые.

Участки подобного строения были замечены еще в нескольких местах: два из них совершенно аналогичные вышеупомянутому, также приурочены к площади развития кварцево-диоритовых гнейсов, один был встречен среди биотитовых гранитов чуть восточнее с.Триалети и один - в кварцпорфир-гранитпорфировом комплексе в ущелье р.Клдеиси. В двух последних отсутствуют обломки гнейсов, а в последнем - и обломки гранитов.

Все эти брекчиевые участки в достаточной степени отдалены

друг от друга и расположены на одной широтной линии, проходящей по ущелью р.Храми от с.Триалети до левых склонов р.Клдеиси. Все это послужило основанием для соединения на карте всех выходов указанных брекчий линией разрыва, хотя амплитуда и направление перемещения последнего не установлены.

Однако, на основании изучения состава тектонической брекчии, стало возможным предположительно наметить время зарождения и ход развития этого нарушения. Так очевидно, что разлом зародился после внедрения верхнепалеозойского кварцпорфир-гранитпорфирового интрузивного комплекса, но не позже верхнего мела, т.к. восточнее досеноманского разлома, проходящего по левому склону р.Клдеиси, разрыв уже не продолжается.

После зарождения разрыва и возникновения тектонической брекчии вдоль его поверхности внедрились порфириновые дайки, используя эту поверхность в качестве ослабленной зоны, залечив ее и включив в себя брекчию в виде ксенолитов. Движения по разлому, очевидно, возобновлялись не раз, об этом свидетельствует присутствие обломков порфирита во вмещающих гнейсах приразломной зоны.

Нарушения, по своей морфологии и механизму соответствующие надвигам и носящие часто краевой характер, наблюдаются крайне редко, являются незначительными по масштабу и, как правило, развиты в осадочных образованиях.

Хорошим примером такого нарушения является поверхность контакта между верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной и сеноманской песчано-карбонатной толщами на восточной периферии Храмского кристаллического выступа. В разрезе по шоссе Тетрицкаро-Цалка, ниже перевала Бендери, верхнепалеозойский вулканогенно-осадочный комплекс трансгрессивно перекрыт нижнесеноманскими карбонатными

песчаниками с гастроподами, которые однако, не являются самыми нижними слоями сеномана. В том же разрезе, несколько выше по шоссе в ядре маленькой субмеридиональной антиклинали появляются конгломераты сеномана видимой мощностью до 5 м, согласно залегающие под карбонатными песчаниками с фауной и отсутствующие в непосредственном контакте верхнего палеозоя с верхним мелом. Это явление должно быть связано с межформационным нарушением взбросо-надвигового характера, проходящим на границе указанных стратиграфических единиц. В зоне соприкосновения действительно наблюдаются два разрыва с элементами залегания, совпадающими со слоистостью верхнепалеозойских и верхнемеловых отложений. Элементы же последних в полосе их соприкосновения почти одинаковы, если не считать редко фиксируемого азимутального несогласия в  $5-10^{\circ}$ .

Относительно взаимоотношения верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной толщи и нижнесеноманских отложений следует еще добавить, что на восточной периферии Храмского выступа сколько-либо заметного углового или азимутального несогласия между ними не наблюдается, вопреки весьма значительному стратиграфическому несогласию. На основании этого факта не раз высказывалось мнение о почти согласном залегании верхнего мела на верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образованиях. А это, со своей стороны, подразумевало слабое проявление тектонических движений в промежутке времени от начала позднего карбона до конца раннего мела. Однако в результате детального исследования структурных особенностей верхнепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса и мезозойских отложений (особенно верхнемеловых), выяснилось, что ни о каком структурном согласии между ними не может быть и речи. В разрезе вдоль шоссе имеет место лишь случайное совпадение элементов па-

дения интересующих нас слоев, создающие видимость согласного взаимоотношения между ними. На самом же деле, верхнепалеозойский вулканогенно-осадочный комплекс обнаруживает весьма интенсивную дислоцированность, не идущую ни в какое сравнение со степенью складчатости мезозойских, в частности верхнемеловых отложений.

Интенсивная складчатость верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной толщи особенно хорошо выражена именно в разрезе по правому и левому склонам р. Кддеиси. Как уже указывалось выше, здесь толща выходит в юго-восточном крыле крупной Кддеисской брахиантиклинали. В ней по выходу разновозрастных верхнепалеозойских слоев устанавливается наличие нескольких складок второго порядка (см. рис. 6, 10), осложненных разрывными нарушениями и складками более мелких порядков.

По морфологии последние весьма разнообразны. Здесь встречаются и нормальные складки с округлыми формами, и складки с острой замковой частью, и идеально выраженные сундучные формы складок (рис. 12). Часто наблюдаются и мелкие изоклиналильные складки, осо-



Рис. 12. Сундучная антиклиналь в верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной толще на правом склоне р. Кддеиси.

бенно вблизи разрывов. По наклону осевой плоскости наблюдаются прямые, наклонные, опрокинутые и даже лежащие складки. Примечательно, что все это многообразие складчатых форм иногда можно наблюдать в пределах одного и того же непрерывного обнажения (рис.13).

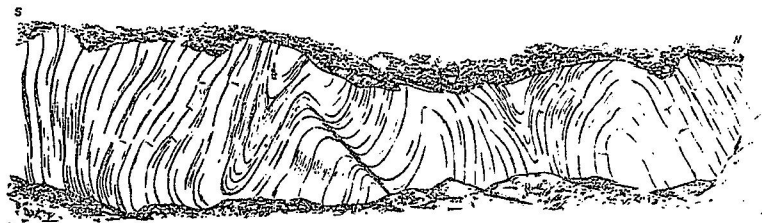


Рис.13. Складки в верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной толще на левом склоне р.Клдеиси (зарисовка).

Напряженность складок также неодинакова. Углы падения меняются от 20-40° до 70-80°, а иногда и до опрокидывания крыльев. Нередко наблюдается дисгармоничная складчатость и выжимание в антиклинальные ядра пачек тонкослоистых кремнистых сланцев (фтанитов), заключенных между более мощными и компетентными слоями туфопесчаников и брекчий (рис.14).

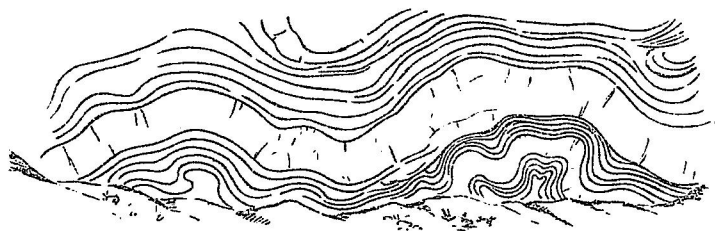


Рис.14. Дисгармоничная складчатость в верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной толще на правом берегу р.Клдеиси (зарисовка).

По своему характеру и стилю складчатость вулканогенно-осадочного комплекса скорее всего напоминает покровную складчатость, где разнообразие возникших складчатых форм и обилие разрывных нарушений обусловлено, очевидно, смятием в складки частично оторванного от фундамента осадочного покрова.

#### АНАЛИЗ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПОРОД

На территории Храмского выступа кристаллического основания нами были проведены исследования по изучению трещинной тектоники пород фундамента.

Замеры трещин производились по возможности для всех образований, возраст которых или был известен заблаговременно (верхнепалеозойская вулканогенно-осадочная толща), или же имелись более или менее достоверные геологические данные относительно последовательности их формирования (породы гнейсово-мигматитового, гранитного и кварцпорфир-гранитпорфирового комплексов, а также основных даек, секущих все эти образования).

При анализе различных диаграмм принимались во внимание следующие общие положения:

Для интрузивных образований из замеров, подлежащих статистической обработке, исключались первичные прототектонические трещины, т.н. трещины Г.Клооса. В диаграммах для пород гнейсово-мигматитового комплекса игнорировались продольные трещины, совпадающие по элементам залегания с поверхностями гнейсовидности. Разумеется, гнейсовидность исключалась не потому, что она не принадлежит к числу тектонических элементов, а по той причине, что являясь выражением наиболее древних деформаций исходных

вулканогенно-осадочных отложений кварцево-диоритовых парагнейсов, она несомненно развилась согласно первичной слоистости последних.

По той же причине при статистическом анализе трещин, развитых в верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной толще, во внимание не принимались и многочисленные поверхности раздела, ориентированные к ней под прямым углом, т.е. трещины, возникновение которых обусловлено не региональными или локальными процессами деформации слоев, а связано с проявлением глобальных напряжений земной коры и относится к разряду планетарных явлений. Это т.н. планетарная трещиноватость (Шульц, 1966; И.Гамкрелидзе, 1972).

Таким образом, в осадочном образовании с хорошо выраженной слоистостью анализу подвергались лишь поверхности раздела, направленные под каким-либо углом к слоистости и являющиеся несомненно локально тектоническими.

На основании анализов диаграмм, составленных по указанному выше принципу, в различных образованиях Храмского выступа кристаллического фундамента были выявлены следующие преимущественно развитые системы трещин.

В породах гнейсово-мигматитового комплекса имеются следующие максимумы трещин (диагр. 1).

- |               |          |         |
|---------------|----------|---------|
| I порядка 1)  | 145-155° | ∠70-80° |
| II порядка 1) | 30-40°   | ∠45-60° |
| 2)            | 190-210° | ∠70-80° |
| 3)            | 225-240° | ∠45-60° |

В породах гранитного комплекса фиксируются максимумы трещин (диагр. 2):

- |               |          |         |
|---------------|----------|---------|
| I порядка 1)  | 205-215° | ∠70-85° |
| 2)            | 260-280° | ∠40-55° |
| II порядка 1) | 5-20°    | ∠75-90° |
| 2)            | 30-40°   | ∠65-80° |
| 3)            | 40-50°   | ∠55-65° |



Диагр. 1. Максимумы трещиноватости гнейсово-мигматитового комплекса.



Диагр. 2. Максимумы трещиноватости гранитового комплекса.

В породах кварцпорфир-гранитпорфирового интрузивного комплекса наблюдаются следующие максимумы элементов падения трещин (диагр. 3):

- |               |          |         |
|---------------|----------|---------|
| I порядка 1)  | 55-65°   | ∠85-90° |
| 2)            | 105-120° | ∠55-60° |
| 3)            | 235-245° | ∠70-80° |
| II порядка 1) | 30-40°   | ∠45-60° |
| 2)            | 140-160° | ∠70-80° |
| 3)            | 220-225° | ∠30-40° |

Диагр.3. Максимумы трещиноватости кварцпорфир-гранитпорфирового комплекса.



В дайках основного состава, секущих кварцпорфир-гранитпорфировый комплекс, вырисовываются максимумы (диагр.4):



Диагр.4. Максимумы трещиноватости даек основного состава.

- |               |          |           |          |
|---------------|----------|-----------|----------|
| I порядка I)  | 350-10°, | ∠ 35-50°  |          |
|               | 2)       | 95-125°,  | ∠ 60-85° |
| II порядка I) | 125-145° | ∠ 25-40°  |          |
|               | 2)       | 133-155°, | ∠ 65-70° |

- |    |           |          |
|----|-----------|----------|
| 3) | 160-180°, | ∠ 20-25° |
| 4) | 255-265°, | ∠ 65-75° |

Как видно из приведенных выше диаграмм, для пород доюрского фундамента вырисовываются определенные системы трещин, позволяющие установить некоторые общие закономерности.

На всех диаграммах, без исключения, отчетливо выступают системы (максимумы) крутопадающих трещин.

Для пород гнейсово-мигматитового комплекса (диагр.1) с простираниями 60 и 105°, для пород гранитного комплекса (диагр.2) - 10 и 120-125°, для кварцпорфир-гранитпорфирового комплекса (диагр.3) - 150 и 60° и для даек основного состава (диагр.4) - 170 и 55°.

Сходное расположение максимумов этих трещин для заведомо разновозрастных пород указывает на их эпитектоническое происхождение. Для всех образований наиболее характерны крутопадающие трещины с азимутами простирания 55-60°, 100-125° и 150-170°.

Кроме того, среди систем первого и второго порядка можно выделить также следующие срединные значения максимумов элементов падения пологопадающих трещин.

Для пород гнейсово-мигматитового комплекса - 35°, ∠ 50° и 230°, ∠ 55°, для пород гранитного комплекса - 270°, ∠ 45° и 45°, ∠ 60°, для кварцпорфир-гранитпорфиров - 110°, ∠ 50° и 35°, ∠ 50° и 225°, ∠ 35° и для даек основного состава - 0°, ∠ 45° и 135°, ∠ 35° и 170°, ∠ 25°.

Из этих максимумов (кроме даек основного состава) наиболее характерны трещины с азимутами падения 35 - 45°, ∠ 50 - 55° и 225-230°, ∠ 35-55°; эти системы также являются общими

для гнейсов, гранитов, кварцпорфиров, следовательно, представляют собой эпитектонические трещины.

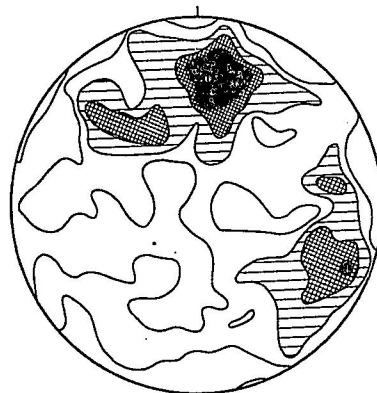
Исходя из факта, что вышеуказанные системы пологопадающих трещин развиты во всех образованиях фундамента, за исключением даек основного состава, приходим к выводу, что они возникли до внедрения последних и, следовательно, относятся по возрасту к доюрскому, или же допозднемеловому времени.

Помимо диаграмм, рассмотренных выше, были составлены также диаграммы по замерам элементов залегания всех благоприятных в этом отношении даек основного состава; главным образом маломощных диабазовых даек, имеющих одинаково направленные прямые контакты с вмещающими породами (кварцево-диоритовыми гнейсами, микроклиновыми гранитами, кварцпорфир-гранитпорфирами). Предполагая, что эти дайки заполняют уже существовавшие до их внедрения системы трещин, были составлены диаграммы замеренных азимутов падения этих даек, т.е. предположительно древних систем достоверно устанавливаемых поверхностей раздела, отдельно для западной и отдельно для восточной части Храмского кристаллического выступа (замерено было около 1500 даек).

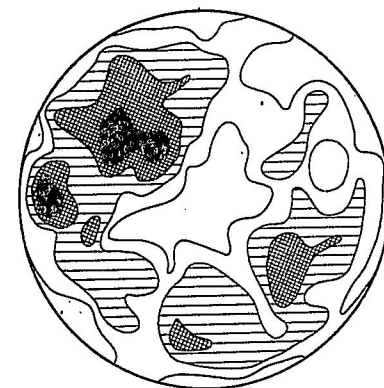
В диаграмме для западной части выступа максимумы элементов залегания даек основного состава расположились следующим образом (диагр.5): среднее простирание крутопадающих даек  $20^{\circ}$ , средние азимуты падения пологопадающих —  $10^{\circ}$ ,  $\angle 60^{\circ}$ ,  $80^{\circ}$ ,  $\angle 60^{\circ}$  и  $325^{\circ}$ ,  $\angle 35^{\circ}$ .

Для восточной части выступа (диагр.6) среднее простирание крутопадающих даек —  $5^{\circ}$ , средние азимуты падения пологопадающих  $310^{\circ}$ ,  $\angle 40^{\circ}$ ,  $125^{\circ}$ ,  $\angle 50^{\circ}$ ,  $190^{\circ}$ ,  $\angle 60^{\circ}$  и  $255^{\circ}$ ,  $\angle 50^{\circ}$ .

Как видно из сопоставления диаграмм 5 и 6 крутопадающие дайки



Диагр. 5. Максимумы элементов залегания даек основного состава западной части Храмского выступа.



Диагр. 6. Максимумы элементов залегания даек основного состава восточной части Храмского выступа.

основного состава и в западной и в восточной части ориентированы одинаково — имеют меридиональные простирания в пределах  $5-20^{\circ}$ .

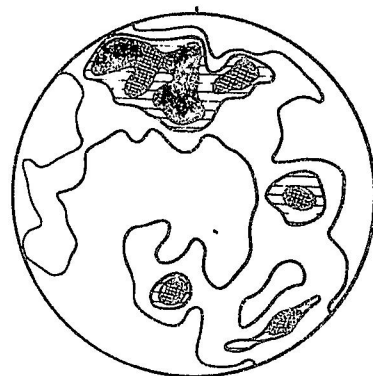
Что же касается пологопадающих даек, то их азимуты падения, за исключением двух значений —  $325^{\circ}$ ,  $\angle 35^{\circ}$  (диагр.5) и  $310^{\circ}$ ,  $\angle 40^{\circ}$  (диагр.6), обнаруживают совершенно различные ориентации и не могут быть сопоставлены друг с другом.

Так как нами было принято, что дайками основного состава за-

полнены одни и те же системы поверхностей раздела, существовавших до их внедрения, то наблюдаемые в диаграммах расхождения значений максимумов следует объяснить, по-видимому, воздействием последующих тектонических движений на Храмское кристаллическое сооружение. К сожалению, сказать что-либо более определенное о характере этих движений пока не представляется возможным.

Помимо того, на восточной периферии Храмского кристаллического выступа, на площади развития верхнепалеозойских вулканогенно-осадочного и кварцпорфир-гранитпорфирного интрузивного комплексов вдоль шоссе Тетричкаро-Цалка были замерены и статистически обработаны все поверхности, вдоль которых могли быть установлены следы более или менее значительных перемещений (диагр. 7).

Диагр. 7. Максимумы по поверхностям разрывов с перемещением.



На суммарной диаграмме, составленной по замерам этих нарушений (около 850 замеров), выступают следующие максимумы:

- |              |          |          |
|--------------|----------|----------|
| I порядка I) | 330-340° | ∠ 70-80° |
| 2)           | 340-360° | ∠ 35-50° |
| 3)           | 350-360° | ∠ 55-70° |

- |               |          |          |
|---------------|----------|----------|
| II порядка I) | 10-25°   | ∠ 50-70° |
| 2)            | 85-95°   | ∠ 40-55° |
| 3)            | 135-150° | ∠ 70-80° |

Среднее простирание крутопадающих нарушений 50-60°, средние азимуты падения пологопадающих нарушений 340-25°, ∠ 45-60° и 90°, ∠ 55°.

Крутопадающие поверхности смещения являются скорее всего нарушениями нормально сбросового типа. Что же касается пологопадающих нарушений, то они безусловно развиты по поверхностям скольжения и, очевидно, представляют собой нарушения взбросового характера. Относительно времени развития этих нарушений никаких достоверных данных нет.

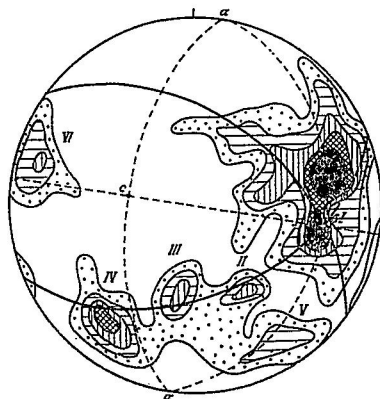
#### ТРЕЩИНЫ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА

О существовании трещин различного происхождения с достаточной достоверностью можно говорить лишь в осадочных образованиях с хорошо развитыми поверхностями первичной слоистости, представляющими возможность установить в них более или менее четко выраженные складчатые структуры. Таковыми среди доюрских образований, слагающих Храмское кристаллическое сооружение, являются лишь породы верхнепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса.

Разделение замеренных в них трещин по генетическим группам производилось по методу статистического анализа в тектонике, нашедшему за последние годы широкое признание (Adler, Fenchel und Pingler, 1965; И. Гамкредидзе, 1970).

В диаграмме, построенной для синклинали в разрезе верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образований по правому склону р. Кидеяси (диагр. 8) были установлены следующие генетические типы

трещин, выраженные максимумами разных порядков. Из них следует исключить максимумы I, II, III и IV, создающие четко выраженный пояс вдоль большого круга плоскости слоистости юго-восточного крыла указанной синклинали и представляющие собой поверхности первичной планетарной трещиноватости.



Диагр. 8. Максимумы трещин для синклинали в разрезе верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной толщи по правому склону р. Кудеиси.

Из оставшихся трещин выделяются максимум  $\nu$ , представляющий собой складчатую систему скальвания  $hKO$  и, с некоторой степенью условности, чуть сдвинутая по отношению зонального круга  $bc$  система крутопадающих трещин скальвания  $OKI$  (сбросовая система), выраженная максимумом  $\nu_1$ .

В диаграмме, составленной для антиклинали на правом склоне р. Кудеиси (диагр. 9) после исключения планетарных трещин остались отчетливо выраженные максимум I трещин скальвания  $hKO$  и менее отчетливый максимум II, также трещин скальвания  $OKI$ .

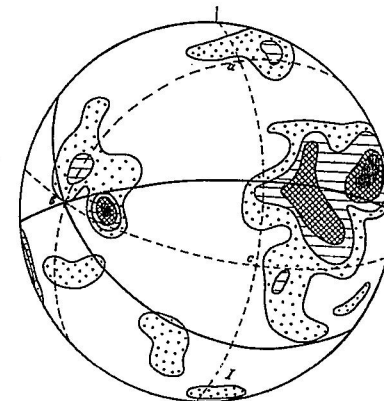
Исключив максимум планетарных трещин на диаграмме, составленной для антиклинальной складки на левом склоне р. Кудеиси (диагр. 10), также остался лишь один максимум складчатых тре-

щин скальвания  $hKO$ .



Диагр. 9. Максимум трещин для антиклинали в разрезе верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной толщи по правому склону ущелья р. Кудеиси.

Диагр. 10. Максимумы трещин для антиклинали в разрезе верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной толщи по левому склону ущелья р. Кудеиси.



Таким образом, резюмируя вышерассмотренные данные, полученные в результате статистического анализа трещиноватости верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной толщи, можно заключить, что в этом комплексе образований, помимо хорошо выраженной планетарной трещиноватости, развита лишь одна система трещин ска-



львания  $hKO$ , которая, будучи перпендикулярной координатной оси  $c$ , представляет собой сдвиговую плоскость. Поэтому с большой уверенностью следует предположить, что при деформации пород в качестве поверхностей скольжения, наряду с поверхностями первичной слоистости, служили первичные плоскости планетарной трещиноватости (И.Гамкрелидзе, 1972), а в процессе складчатости возникли лишь крутопадающие трещины скальвания  $hKO$ .

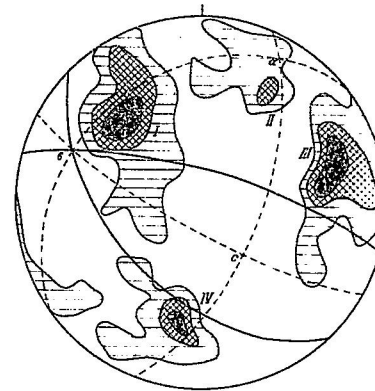
Других трещин, в частности трещин, не связанных с процессом складчатости, установить не удалось.

Отдельно была составлена диаграмма для трещин, развитых в обоих крыльях синклинали в гранитах (см. рис. II, а также стр. 64).

Как уже указывалось выше (стр. 65), поверхности, создающие в гранитах псевдослоистость, были приняты нами за первичные по отношению к остальным трещинам субгоризонтальные поверхности раздела, сыгравшие роль поверхностей слоистости при образовании данной складки.

Построенные на этом основании структурные координаты (диагр. II) показывают, что максимум I представляет собой систему трещин скальвания  $hKO$  (сдвиговая система); максимумы II и III не привязываются к зональным кругам  $ab$ ,  $bc$  и  $ac$  и поэтому не должны быть приурочены к процессу образования данной складки, т.е. являются древнее или моложе этого процесса. Максимум IV представляет собой систему трещин скальвания  $hOL$  (взбросовая система).

Таким образом, весь фактический материал по данной синклинальной складке как собранный в результате непосредственных полевых наблюдений, так и полученный в результате анализа диаграммы трещиноватости, указывает, что данная структура, наблюдаю-



Диагр. II. Максимумы трещин для синклиналиной складки в гранитах в ущелье р. Асланка.

щаяся в гранитах, является результатом складкообразовательных движений и представляет собой складку продольного изгиба со скольжением.

#### ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ФУНДАМЕНТА ХРАМСКОГО ПОДНЯТИЯ

Вопрос времени становления кристаллического основания Храмского поднятия неотделим от более общего вопроса о времени формирования фундамента Закавказского срединного массива в целом, который давно уже стоит перед исследователями, но все еще далек от своего однозначного решения.

В настоящее время существует три основных варианта этого вопроса.

Одна группа исследователей (Муратов, 1966, 1969; Хаин, 1967, 1968, 1970) по аналогии со строением Ирана, включив в состав байкалиц и образования нижнего кембрия, пришла к выводу, что "байкальское основание подстилает весь Малый Кавказ, а также

Дзирульский массив и распространяется вплоть до Большого Кавказа" (Муратов, 1969, стр.8). Примерно те же соображения были высказаны и раньше (Пейве и Синицын, 1950; Аджирей, 1962); те же взгляды развиваются и ныне (Белов, 1968, 1969; Габриелян, 1970 и др.).

Другое представление (Адамия, 1968, 1972) для территории как Закавказского срединного массива, так и кристаллического ядра Главного Кавказского хребта подразумевает консолидацию (складчатость, метаморфизм, гранитообразование), главным образом на ранней и поздней стадиях герцинского тектогенеза, хотя и предполагает зарождение ядер консолидации Закавказского срединного массива и кристаллического основания Большого Кавказа уже в результате каледонского орогенеза (Адамия, 1968).

Основанием этому послужили новые данные о возрасте метаморфических толщ Главного хребта, радиологические данные для грани-тоидных пород Дзирульского и Локского выступов фундамента Закавказского срединного массива, а также некоторые геологические факты (широкое развитие верхнепалеозойских моласс в зоне Главного Кавказского хребта и его северном склоне и присутствие продуктов позднепалеозойского орогенного вулканизма на Храмском и Дзирульском выступах фундамента Закавказского срединного массива). Этому представлению в какой-то мере противоречат факты отсутствия на всей территории Закавказского срединного массива выходов датированных девонских отложений (хотя Ш.А.Адамия и отводит им место в верхах метаморфических серий Дзирульского и Локского выступов или же допускает их полный размыв), а также факт поступления в Сванетскую ("Дизскую") геосинклиналь в нижне-среднедевонском промежутке времени обломочного терригенного

материала с юга, т.е. со стороны Закавказской суши.

Третье предположение (П.Гамквелидзе, 1964, 1965) на основании тех же геологических фактов (нижнекембрийский возраст свиты метаморфических сланцев Дзирульского "массива" и отсутствие датированных среднепалеозойских отложений) склоняется в пользу каледонского возраста консолидации (горообразование, метаморфизм, магматизм) кристаллического основания Главного Кавказского хребта и Грузинской глыбы. Это представление затем было поддержано И.П.Гамквелидзе (1974) с уточнением, что временем формирования фундамента Закавказского срединного массива следует считать салаирскую (или раннекаледонскую, или позднебайкальскую, по разным авторам) эпоху тектогенеза, учитывая однако, что последняя была весьма умеренной, в силу чего эта область подверглась впоследствии сильной герцинской переработке. Поэтому здесь нет основания выделять самостоятельную салаирскую складчатость и следует говорить об едином каледоно-герцинском тектоно-магматическом цикле (И.Гамквелидзе, 1974).

В 1973 году в отчете по работам о тектонике фундамента Храмского и Локского "массивов" нами было высказано мнение о раннекаледонской его консолидации. В первую очередь мы исходили из существующих геологических фактов, что:

- 1) возраст метаморфической серии ("филлитов") Дзирульского "массива" нижнекембрийский;
- 2) датированные среднепалеозойские отложения в пределах Закавказского срединного массива отсутствуют;
- 3) план деформации (дислоцированности) метаморфизованных образований выступов фундамента Закавказского срединного массива резко отличается от такового палеозойских толщ Главного хребта

Большого Кавказа;

4) байкальский орогенез следует строго ограничить сверху концом рифея, а кембрийские движения относить уже к каледонскому циклу (Зайцев, 1964; Постельников, 1973; Клитин, 1975).

Нами были приняты во внимание все существующие материалы и соображения по этим вопросам и на основании всестороннего анализа результатов изучения древних (доюрских) комплексов пород, слагающих выступы фундамента Закавказского срединного массива, продуманного в историко-геологическом аспекте, с учетом геотектонических особенностей разных единиц Кавказской геосинклинальной области в целом, пришли к выводу, что раннекаледонский возраст формирования фундамента Закавказского срединного массива в настоящее время наиболее вероятен.

Отдавая себе отчет в ответственности такого заявления, мы считаем необходимым дать некоторые пояснения.

Высказанное выше предположение о времени формирования фундамента Закавказского срединного массива и его Храмского выступа, в частности, по нашему мнению, очень хорошо отвечает всем существующим на сегодняшний день геологическим фактам и не приходится в разрез ни с одним из них, за исключением позиции гранитов. Последние в этом отношении занимают как бы особое положение. Данные по их возрасту не то что противоречат нашему предположению, но в некоторой степени ему не соответствуют, и приравняв их придется прибегнуть к некоторым допущениям и догадкам.

Дело в том, что измерения абсолютного возраста K-Ar методом калишпатовых гранитов Дзиркульского и Локского выступов фундамента дают цифры, соответствующие среднему-верхнему карбону (320-330 млн. лет; Рубинштейн, 1967), или позднепалеозойскому

этапу развития. Возможно ли присовокупить эти данные к предположению о раннекаледонской консолидации фундамента Закавказского срединного массива или они совершенно исключают его состоятельность?

Рассмотрим этот вопрос детальнее и начнем с геологических данных и основных положений. Здесь с самого же начала следует отметить, что таковых, однозначно свидетельствующих о каком-либо возрасте микроклиновых гранитов на Храмском выступе (так же и на других выступах) пока не существует. Представление того или иного исследователя по этому вопросу в значительной мере зависит от его позиции относительно средне- и позднепалеозойского развития территории Закавказья в целом, а в частности, возрастного взаимоотношения гранитного и верхнепалеозойского вулканогенно-осадочного комплексов Храмского выступа фундамента. Если представить эти комплексы разными подформациями единой верхнепалеозойской вулканоплутонической формации (Адамия, 1961, 1968; Белов, 1967; Рубинштейн, 1967), то они естественно окажутся почти синхронными, и возраст формирования микроклиновых гранитов ограничится снизу поздним визе. Мы же предполагаем, что верхнепалеозойская вулканогенно-осадочная свита и соответствующий ей кварцпорфир-гранитпорфировый интрузивный комплекс являются продуктами другого, более позднего магматического цикла и они разобщены как генетически, так и по времени от магматизма, обусловившего формирование гранитного комплекса Храмского выступа фундамента. Поэтому для нас Храмский гранитный комплекс не может быть моложе позднего визе. Более того, если учесть, что верхнепалеозойская вулканогенно-осадочная толща должна была накапливаться на размывтой поверхности гранитного комплекса, то меж-

ду ними следует допустить еще время, необходимое для размыва довольно мощной кровли гнейсов (равный предполагаемой глубине образования гранитов) и еще некоторой части гранитов и тогда время формирования гранитного комплекса, очевидно, нужно будет опустить еще ниже.

Поэтому наиболее вероятным временем формирования (или внедрения) гранитного комплекса мы предполагаем докаменноугольное время.

Мы отдаем себе отчет в том, что такое представление о возрасте микроклиновых гранитов Храмского, а значит и других выступов Закавказского срединного массива не соответствует общей картине палеозойского развития области Большого Кавказа, где возраст микроклиновых гранитов по геологическим и радиологическим данным с достаточной уверенностью определяется промежуток времени намюр-башкирский век, т.е. совпадает с судетской фазой складчатости. По нашему мнению, это обстоятельство вовсе не исключает и даже не ставит под сомнение возможность более древнего возраста фундамента Закавказского срединного массива. Напротив, различие во времени формирования большекавказских и закавказских микроклиновых гранитов нам кажется вполне возможным, если учесть, что гранитообразование является процессом, тесно связанным с определенным этапом геосинклинального развития той или иной области, а фундамент Закавказского срединного массива представляет собой единицу более древней консолидации, нежели кристаллическое ядро Главного хребта Большого Кавказа, то считаем естественным, что процессы гранитообразования проявились здесь несколько раньше. Так что на Храмском (как и на Дзиркульском и Локском) выступе фундамента Закавказского срединного массива

должны присутствовать граниты более древние, нежели на Главном Кавказском хребте, которые бы подчеркнули более древнюю консолидацию срединного массива.

Кстати, такое понимание возврата магматической активности в области Закавказского срединного массива подтвердилось и радиологическими данными: измерением  $K-Ar$  возраста гальки-бескашлишпатового гранита из конгломератов, венчающих разрез метаморфической свиты ("филлитов") была получена цифра около 500 млн. лет (неопубликованные пока данные М.Б. Абесадзе и Г.К. Цимакуридзе), что как нельзя лучше соответствует представлению о раннепалеозойской консолидации фундамента.

Но это не значит вовсе, что здесь не могут присутствовать граниты другого возраста, другого тектоно-магматического цикла. Выше речь шла лишь о гранитах главного этапа, того который обуславливает (или скорее сопровождает) формирование того или иного участка континентальной земной коры как консолидированной единицы, в основном закончившей геосинклинальное развитие.

Более того, как указывается в литературе, "интрузивный магматизм срединных массивов по времени совпадает с эпохой складчатости в окружающих геосинклинальных системах" (Яншин, 1965, стр. 34) и "для герцинской складчатости характерно... очень мощное развитие в эвгеосинклинальных зонах гранитного плутонизма. Последний в герцинское время широко проникал в области каледонской или даже более древней складчатости" (Яншин, 1965, стр. 30). Так что совершенно не исключена возможность проникновения калишпатовых гранитов Главного хребта, сопровождающих горообразование в последнем в позднегерцинскую эпоху, в область Закавказского срединного массива. Так же как и не исключена возмож-

ность, в пределах Храмского (или Деирульского, или Локского) выступа фундамента раннекаледонской консолидации на позднекаледонском или же раннегерцинском этапах проявления гранитного магматизма, реликты или следы которой еще могут быть выявлены в результате последующих детальных работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

А д а м и я Ш.А. О возрасте молодых гранитов Храмского кристаллического массива. Сообщ.АН ГССР, т. XXI, № 4, 1958.

А д а м и я Ш.А. Некоторые вопросы верхнепалеозойского вулканизма Храмского кристаллического массива. Сообщ.АН ГССР, 1961.

А д а м и я Ш.А. Доюрские образования Кавказа. Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., вып. 16. Изд-во "Мецниереба", Тбилиси, 1968.

А д а м и я Ш.А., М а ц х о н а ш в и л и К.Т., Х у ц и ш в и л и О.Д. Геология постпалеогеновых континентально-вулканогенных образований восточной части Южной Грузии. Тр. ГИН АН ГССР, сер. мин.-петрол., т. VI, 1961.

А ж г и р е й Г.Д. История тектонического развития Западного Кавказа в палеозое. Тр. Кавказ. эксп. ВАГТ и МГУ за 1959-1960 гг. т. 3, М., 1962.

А ж г и р е й Г.Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1966.

Б а р с а н о в Г.П. Нижний кембрий в Закавказье. Изв. АН СССР, № 9, М., 1931.

Б е л и к о в Б.П. Розенбергский (Александрстгильфский) кристаллический массив. Матер. по геол. и петрогр. ГССР, вып. 3. Тр. Совета по изучен. произв. сил АН, сер. Закавказ., вып. 20, № 127, 1936.

Б е л о в А.А. Новые данные по геологии палеозоя Храмского массива Южной Грузии. Изв. ВУЗ-ов, Геология и разведка, № 12, 1967.

Б е л о в А.А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпихайкальской субплатформы на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1968.

Б е л о в А.А. Стратиграфия и структура метаморфизованных вулканогенных и осадочных комплексов зоны Анкавано-Зангезурского разлома в юго-восточной части Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLIV, вып. I, 1969.

Б е л о в А.А., Р е й т л и н г е р Е.А. О палеотектонической характеристике "нижних туффитов" Храмского массива Южной Грузии. ДАН СССР, т. 170, № 1, 1966.

Б е л о у с о в В.В. Большой Кавказ, ч. III. Общие вопросы. Складчатые движения. Магматизм. Тр. ЦНИГРИ, вып. 126, 1939.

Б е л я н к и н Д.С., П е т р о в В.П. Петрография Грузии. Ин-т геол. наук АН СССР. Петрография СССР, сер. I. Региональная петрография, вып. II, 1945.

В а р е н ц о в М.И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. Изд-во АН СССР, 1950.

В и н к л е р Г. Генезис метаморфических пород. Изд-во "Мир", 1969.

В о л о г д и н А.Г. К открытию археоциат на Кавказе. Изв. ВГГО, т. 50, вып. 100, 1931.

Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Изд-во "Мецниереба", Тбилиси, 1972.

Г а м б а ш и д з е Р.А., Х у ц и ш в и л и О.Д. О времени проявления блоковых движений на Храмском выступе кристаллического фундамента (Южная Грузия). Сообщ. АН ГССР, 78, № 3, 1975.

Г а м к р е л и д з е И.П. Строение и развитие западной части Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы. "Геотектоника", № 4, 1969.

Г а м к р е л и д з е И.П. О первичной трещиноватости пород Триалетского хребта и ее роли в процессе деформации. Сообщ.

АН ГССР, т.59, № 2, 1970.

Г а м к р е л и д з е И.П. Планетарная трещиноватость дислоцированных толщ и связанные с нею явления. "Геотектоника", № 6; 1972.

Г а м к р е л и д з е И.П. Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Автореферат дисс. на соискан. учен. степени д-ра геол.-минералог. наук, "Мецниереба", Тбилиси, 1974.

Г а м к р е л и д з е П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. ГИН АН ГССР, Монографии, №2, 1949.

Г а м к р е л и д з е П.Д. Общие соображения о геотектоническом строении Грузии (на груз. яз.). Сб. трудов Ин-та геол. и минералог. АН ГССР, 1954.

Г а м к р е л и д з е П.Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. ГИН АН ГССР, сер. геол., т. X(XV), 1957.

Г а м к р е л и д з е П.Д. Тектоника. В кн.: Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. I, Изд-во "Недра", М., 1964.

Г а м к р е л и д з е П.Д. Тектоническое строение. В кн.: Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии, Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., вып. I, 1965.

Г а м к р е л и д з е П.Д. История геологического развития Большого Кавказа (Кавкасиони) и его место в альпийской складчатой системе. Карпато-Балканск. геол. ассоц. VII Конгресс, ч. I, Геотектоника, София, 1965 г.

Г а м к р е л и д з е П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. "Геотектоника", № 3, 1966.

Г а м к р е л и д з е П.Д. Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением. Глубинное строение Кавказа. М., 1966 г.

Д е м и н А.М. Этапы формирования гранитоидов Главного

хребта Большого Кавказа в бассейне р. Теберда. Изв. ВУЗ, геол. и разв., № 9, 1960.

Д е м и н А.М. Гранитоиды Главного хребта Большого Кавказа в бассейне р. Кубани. Изв. ВУЗ, геол. и разв., № 8, 1963.

Д ж а в а х и ш в и л и Ш.И. Нижний палеозой. В кн.: Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии. Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., вып. I, 1965.

Д о л г и н о в Е.А. Строение и происхождение юрских депрессий высокогорного Кавказа. "Сов. геология", № II, 1958.

Д о л г и н о в Е.А. О глыбовых движениях в пределах древнего ядра мегантиклинория Большого Кавказа в юрское время. Вестн. МГУ, сер. IV. геол., № I, 1960.

Д о р т м а н Н.Б., В а с и л ь е в а В.И. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. "Недра", М., 1964.

Д у д а у р и О.З. Петрография субвулканических малых интрузивов Болнисского района (на груз. яз.). Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., вып. 5, 1965.

З а й ц е в Н.С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. В кн.: Складчатые области Евразии. Изд-во "Наука", 1964.

З а р и д з е Г.М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, М., 1961.

З а р и д з е Г.М., К а з а х а ш в и л и Т.Г., К и к н а д з е И.И., М а н в е л и д з е Р.М., Петротектонические особенности древних кристаллических пород верховьев р. Черек-Безенгийский (Северный Кавказ). Изв. ВУЗ, геол. и разв., № 4, 1962.

З а р и д з е Г.М., Т а т р и ш в и л и Н.Ф. О возрасте и генезисе древних гранитоидных пород Храмского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1953.

З а р и д з е Г.М., Т а т р и ш в и л и Н.Ф. Магматизм

Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат, 1959.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Палеозойские интрузии. Геология СССР, т.Х, Грузинская ССР. Изд-во "Недра", 1964.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. и др. Интрузии. В кн.: Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии. Тр.ГИН АН СССР, нов.сер., вып. I, 1965.

Казахашвили Т.Г. Геолого-петрографический очерк Храмского кристаллического массива. Тр.ТГУ, вып. 5, 1941.

Кекелия М.А., Хуцишвили О.Д., Кикадзе И.И. Кордиеритсодержащие граниты Храмского выступа Закавказского срединного массива. Сообщ.АН СССР, 80, №3, 1975.

Клигин К.А. Проблема байкальской складчатости в свете современных данных. "Геотектоника", № 4, 1975.

Кожухаров Д., Боянов И. Состав и возраст метаморфических сланцев восточной части Дзирульского массива. Изв.АН СССР, сер.геол., № 6, 1971.

Кузнецов С.С. Схема тектоники Кавказа. Тр.совещ. по тектонике альпийской геосинклинальной области Кпа СССР, Баку, 1956.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", М., 1964.

Леонов Ю.Г. Тектоника ниже-среднеюрских отложений восточной части Центрального Кавказа. "Геотектоника", №3, 1967.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. Изд-во "Мир", 1971.

Муратов М.В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ. Изв.ВУЗ, геол.и разв., № 3, 1966.

Муратов М.В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие

этапы развития этого пояса. "Геотектоника", № 2, 1969.

Пейве А.В., Синицын В.М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв.АН СССР, сер.геол., № 4, 1950.

Полквой О.С. Образование жильных пород кислых интрузий. Тр.Ин-та геол.наук, вып.107. Изд-во АН СССР, 1950.

Постельников Е.С. Байкальский орогенез. Изд-во "Наука", М., 1973.

Рубинштейн М.М. О возрасте кристаллического субстрата Кавказа. Сообщ.АН СССР, т.24, № 2, 1960.

Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тр.ГИН АН СССР, нов.сер., вып. XI, 1967.

Сомин М.Л. Некоторые особенности связи магматизма и тектоники кристаллического ядра Главного креста Большого Кавказа. Геотектоника, № 3, 1965.

Схиртладзе Н.И. Новые данные о верхнем палеозое Храмского массива. ДАН СССР, т.130, № 1, 1960.

Схиртладзе Н.И. Верхний палеозой-триас. В кн.: Геология СССР, т.Х, Грузинская ССР, ч. I, М., 1964.

Схиртладзе Н.И. Средний и верхний карбон - толща "нижних туффилов". В кн.: Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии. Тр.ГИН АН СССР, нов.сер., вып. I, 1965.

Тихомиров В.Г. Структурный анализ вулканических массивов. Вестн.МГУ, сер.геол., № 5, 1967.

Тихомиров В.Г. Историко-геологические данные о соотношении и происхождении ассоциаций кислых вулканогенных и гранитоидных пород. Вестник МГУ, сер. 4, геология, № 4, 1972.

Устиев Е.К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации. Изв.АН СССР, сер.геол., №12, 1963.

Устиев Е.К. Геологические и петрологические аспекты проблемы вулканоплутонических формаций. Тр. I. Сессии Всесоюз. симпозиума. Изд-во "Наука", М., 1964.

Фон-Платен Г. Анатексис и генезис мигматитов. В сб.: "Природа метаморфизма". Изд-во "Мир", 1967.

Хайн В.Е. Современные проблемы тектоники Кавказа. Вестн. АН СССР, № 2, 1967.

Хайн В.Е. Тектоническое районирование. В кн.: Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, ч. I, Изд-во "Недра", М., 1968.

Хайн В.Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. Вестн. МГУ, сер. IV, "Геология", № 2, 1970.

Хуцишвили О.Д. О тектоническом строении района развития квишской свиты. Сообщ. АН ГССР, XLVI, № 3, 1967.

Штёклин Д. Тектоника Ирана. "Геотектоника", № 1, 1966.

Шульц С.С. О разных масштабах планетарной трещиноватости. "Геотектоника", № 2, 1966.

Яншин А.Л. Проблемы срединных массивов. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 5, 1965.

Яншин А.Л. Тектоническое строение Евразии. "Геотектоника", № 5, 1965.

Adler R., Fenchel W. und Pilger A. Statistische Methode in der Tektonik I. Clausthaler Tektonische Hefte, 2, 1965.

Cloos H. Das Batholitenproblem. Berlin, 1923.

Cloos H. Zur Kritik der Granittektonik. Z. f. Mineral., Abt. B., 1926.

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	5
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ . . . . .	7
Гнейсово-мигматитовый комплекс . . . . .	8
Базитовый комплекс . . . . .	13
Гранитный комплекс . . . . .	17
Верхнепалеозойский вулканогенно-осадочный комплекс . . . . .	23
Кварцпорфир-гранитпорфирный комплекс . . . . .	34
Последовательность формирования комплексов . . . . .	46
Возраст комплексов . . . . .	49
ТЕКТОНИКА . . . . .	53
Анализ трещиноватости пород . . . . .	83
Трещины различного генезиса . . . . .	91
ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ФУНДАМЕНТА ХРАМСКОГО ПОДНЯТИЯ . . . . .	95
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	103



Омар Давидович Хуцишвили

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ХРАМСКОГО  
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ВЫСТУПА

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского  
совета Академии наук Грузинской ССР

Редактор издательства Т.П.Бокучава

Техредактор Э.Б.Бокерия

Сдано в набор 11.УП.1977; Подписано к печати 10.У.1977; Формат  
бумаги 60x90<sup>I</sup>/16; Бумага офсетная; Печатных л. 7; Уч.-изд.л.4.92

УЭ 01087;

Тираж 500;

Заказ 3010

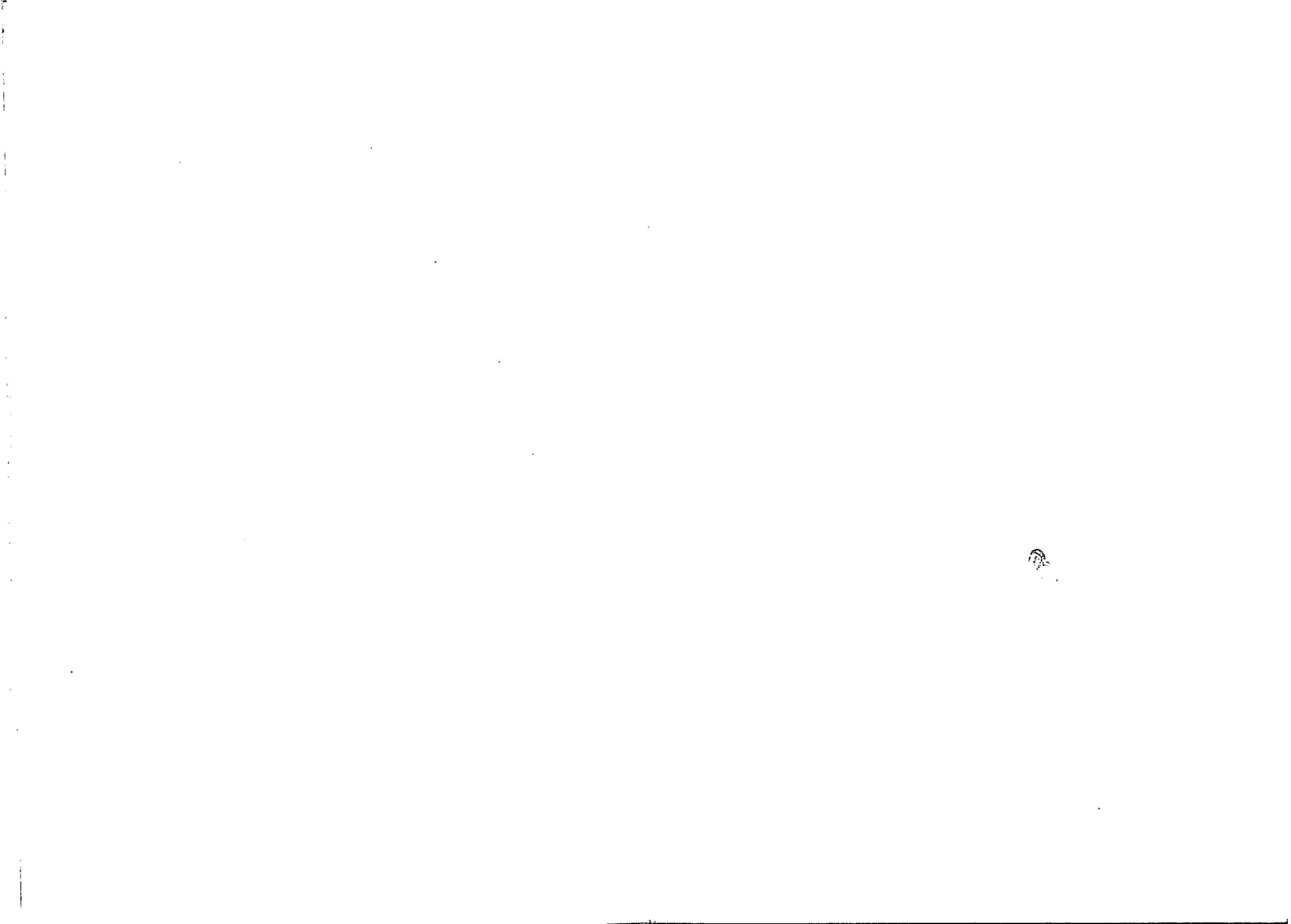
Цена 75 коп.

---

გამომცემლობა "მეცნიერება", თბილისი, 380060, ვუჭუჭიკის ქ.19

Издательство "Мециереба", Тбилиси, 380060, ул.Кутузова, 19

საქ.სსრ მეც.აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, ვუჭუჭიკის ქ.19  
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19



w 7  
p. 56.