

Потапьев В.В.

**Геологические проблемы
формирования гранитоидных плутонов**

Москва
Полиграф сервис
2019

УДК 55
ББК 26.3

Потапьев В.В.

Геологические проблемы формирования гранитоидных плутонов. 2-е изд. доп.
— М. : Полиграф сервис, 2019. — 224 с.

Публикация рассчитана на широкий круг лиц, изучающих гранитоиды и генетические связи с ними рудных месторождений.

ISBN: 978-5-86388-316-8

© Потапьев В.В., 2019
© Оформление, Полиграф сервис, 2019

*«Опыт берет у природы то, чего он хочет.
Наблюдение же собирает то, что ему
предлагает природа»*

*И.П. Павлов. Полное собр. трудов,
т. 2, с.57. М.-Л. 1946.*

Предисловие

В пятидесятых годах прошлого столетия среди геологов разных стран развернулась большая дискуссия о происхождении гранитов, инициированная докладами англ. геолога Х. Рида в заседаниях Ассоциации Геологов в 1943 и 1944 гг. под общим названием «Размышления о гранитах». В своих «размышлениях» проф. Х. Рид, как и ранее другой английский геолог – А.Х. Грин (1882 г.) также склонялся к выводу, что есть «граниты и граниты». Одни из них возникали в результате метаморфизма исходных пород *insitu*, другие – «плутонические», которые «с силой внедрялись в те породы, среди которых они залегают». «Однако, – пишет Х.Рид, – мое мнение таково, что в действительности у нас нет свободного выбора между многими предложенными теориями происхождения гранита. Ставит предел одна гигантская проблема пространства... Для интрузий с гигантским объемом магмы еще не придумано такого механизма, который объяснил бы их появление» (106, с. 159, 287).

«Вопрос о происхождении гранитов принадлежал как в прошлом, так и теперь к числу труднейших и в то же время весьма важных в геологических науках, так как он имеет не только узко петрографическое значение, но и тесно связан с целым комплексом вопросов в области стратиграфии, тектоники, учения о метаморфизме и рудных месторождениях. Неудивительно поэтому, что в течение многих лет, начиная со времен Ляйеля и Хеттона не прекращаются споры между сторонниками изверженного и метаморфического способов происхождения гранитов», – писал А.П. Лебедев в предисловии к цитированному выше сборнику русского перевода статей наиболее крупных зарубежных исследователей того времени (106, с.5). Однако и сейчас, спустя многие годы, приходится констатировать постоянно возникающие те же разногласия и споры. Но всё же необходимо признать, что если в изучении процесса высокотемпературного метаморфизма с реальной фиксацией фактов, свидетельствующих о тенденции перерастания его в метасоматоз, а затем и в плавление метаморфизируемых пород с образованием палингенной гранитной магмы, уже были достигнуты значительные и даже выдающиеся (Я.И.Седерхольм, Д.С. Коржинский) успехи, то позиция сторонников формирования гранитоидных плутонов путем внедрения гранитной магмы из неких глубинных очагов остается по-прежнему на уровне разного рода допущений и предположений.

Весьма показательными в этом отношении являются постоянно возникающие попытки вычислять глубины расположения предполагаемых очагов гранитной магмы или высокотемпературного метаморфизма, основываясь порою лишь на данных экспериментального определения P-T условий метаморфизма, плавления или раскristализации наблюдаемых в шлифах минеральных ассоциаций исследуемых горных пород. И это несмотря на то, что на необходимость большой осторожности в использовании экспериментальных данных при оценке глубин природного минералообразования постоянно обращали внимание многие видные исследователи. В том числе и такой авторитет в этой области знаний, каким был академик В.С. Соболев. На странице 212 изданной под его научной редакцией монографии (33) прямо указывается, что начиная с 1949 г. им последовательно отстаивалась «идея о том, что общее давление при метаморфизме не определяется только весом вышележащих пород, а может значительно превышать давление нагрузки. Перегрузки порядка 10 кбар, - считает он,- возможны уже на сравнительно небольшой глубине». К сожалению, надо признать, что такому весьма упрощенному подходу к определению места расположения предполагаемых глубинных очагов гранитной магмы, без тщательного изучения реальной геологической обстановки формирования конкретных гранитоидных плутонов, немало способствовали и общепризнанные большие успехи в развитии теории «глобальной тектоники» с основным положением её о миграции литосферных плит и возникновении магматических очагов, в том числе и гранитной магмы, в результате их плавления при столкновении и погружении в мантию.(см. п.14 части 1 нашего текста).

Оценивая методические подходы к исследованию проблем формирования гранитоидных плутонов, наряду со словами акад. И.П. Павлова, великого экспериментатора в области биологии, взятыми нами в качестве эпиграфа к предлагаемому обзору, приведем также и суждения на этот счёт и другого выдающегося экспериментатора XX-го века. Уже конкретно в области петрологии магматических пород, каким был Н.Л. Боуэн. В изданной в 1928 г. книге «Эволюция изверженных пород» он так сформулировал основные принципы использования результатов экспериментальных работ. «Первый и возможно самый важный из них заключается в выделении серии полевых наблюдений, которые представляются взаимосвязанными. Второй - «проведение серий экспериментов, учитывающих роль в петрологических процессах состава, температуры, давления и других факторов. Третий - четкое и однозначное выполнение экспериментов с тем, чтобы они были воспроизводимы. Четвертый - интерпретация результатов и приложение физико-химических принципов к конкретным природным явлениям. Пятый - повторное изучение геологических соотношений и проверка в поле выводов, полученных из эксперимента». И этот процесс,- пишет он,- «повторяется до тех пор, пока не будет получено удовлетворительное объяснение полевых наблюдений» (154, с. 12).

В предлагаемой публикации предпринимается попытка всестороннего

рассмотрения процесса формирования гранитоидных плутонов, исходя в первую очередь именно из результатов полевых наблюдений и их анализа. Так случилось, что с этой проблемой и проблемами генетически ассоциированного с гранитами процесса рудообразования автору пришлось столкнуться вплотную почти в самом начале своей геологической деятельности, на третий год после окончания учебы в университете, в ходе геологического картирования района Магнитогорского железорудного месторождения. А когда на следующий год, после завершения этой работы, автор перешел на научную работу во вновь организующийся в Новосибирске Институт Геологии и Геофизики СО АН СССР, то оказалось, что, несмотря на совсем иные задачи исследований, мысли из наблюдений того времени еще не покидали. Более того, при полевых работах в районе Горной Кольвани на Алтае появились новые наблюдения, касающиеся проблемы рудоносности гранитов, которые к тому же оказались близки и интересам научного руководителя, член-кор. АН СССР Ф.Н. Шахова. Так вполне естественно, как бы само собой, наметилось и основное направление нашей дальнейшей научной деятельности, которое коротко можно определить как «исследование процесса формирования гранитоидных плутонов и генетических связей с ними рудной минерализации».

По результатам личных многолетних исследований и анализа обширного литературного материала автором в данной публикации рассматриваются разные стороны в сущности своей, как выясняется, одного и того же геологического процесса - процесса палингенного образования гранитной магмы и формирования в этом процессе гранитоидных плутонов, но по-разному развивавшемуся в разных геологических условиях. В первой главе нашего обзора обсуждаются место и роль в процессе гранитообразования регионального и контактового метаморфизма. Во второй - встречающиеся в природе самостоятельные гранит-порфировые и риолитовые куполы рассматриваются как промежуточные частные образования в целом единого плутонического процесса. В третьей главе на примере ранее изучавшегося автором мезозойского Хангилейского плутона в Восточном Забайкалье, с привлечением материалов других, более поздних исследователей, анализируются основные черты процесса его многоэтапного образования и пульсационного характера процесса кристаллизации его магмы, сопровождающегося прерывистым (пульсационным) развитием гидротермальной рудной минерализации закономерно меняющегося состава. В четвертой главе автор возвращается к первому объекту своих исследований и с новых позиций рассматривает процесс формирования этого плутона с его железорудными месторождениями. В заключительной части публикуется полный текст воспоминаний автора о своем научном руководителе, член-кор. АН СССР Ф.Н. Шахове. Первые две публикации («Институт Геологии и Геофизики СО АН СССР в воспоминаниях сотрудников-ветеранов», 2013; Отечественная Геология, № 6, 2015) были изданы с большими сокращениями и, главное, с редакционными, несогласованными с автором правками,

иногда весьма существенными. Так, в издании 2013г, где наряду с другими многочисленными правками заключительный абзац текста был вообще полностью замещен другим, с совершенно чуждым нам содержанием.

I. Региональный и контактовый метаморфизм в процессе гранитобразования

Обзор проблемы

Вопрос о месте и роли регионального и контактового метаморфизма в процессе гранитообразования имеет большую историю. Обстоятельное рассмотрение английским петрологом Х.Ридом геологической стороны этого вопроса, предпринятое в середине прошлого столетия («Medations on granite», Proc. Geol. Assoc., Part One, 54, 1943; Part Two, 55, 1944), в значительной мере отражает его состояние и на сегодняшний день. В этом обзоре указывается на большой вклад геологов французской школы конца девятнадцатого-начала двадцатого веков в изучение процессов метаморфизма и гранитообразования, которые резко расширили знание о явлениях, происходивших на контактах гранитоидных плутонов с вмещающими породами в сравнении с теми, что сложились после классических работ Г.Розенбуша (1877) в Эльзас-Лотарингии. По словам Х.Рида, они «ввели в круг геологического мышления представления об эманациях, минерализаторах, летучих и т.п. как об агентах огромной важности в метаморфических и плутонических явлениях..., отказались от веры в то, что магма не воздействует (химически) на боковые породы и продемонстрировали существование взаимных экзоморфных и эндоморфных процессов..., доказали, что существуют различные типы гранитных контактов, то резких, то неясных, то без переноса вещества, то с огромным переносом..., показали, что ассоциация метаморфических пород, гнейсов, слюдяных сланцев и др. с гранитами имеет генетическое значение, а не представляет случайное явление. Они освободили нас от непоследовательных и чрезмерных экстраполяций Г. Розенбуша и его последователей..., предложили механизм формирования гранитов, который разрешает неразрешимую иначе проблему пространства для гранитных интрузий» (106, с. 225). Вместе с тем, отмечает Х.Рид, среди геологов французской школы того времени возникли и свои разногласия, которые в конечном счете сводились к главному вопросу: происхождение самой гранитной магмы. Основными выразителями противостояния тогда были А. Мишель-Леви (работы 1893-94 гг.) и А. Лакруа (1898-1900) с одной стороны, и П.Термье (1904, 1911), с другой. «Для Мишель-Леви и Лакруа,- пишет Рид,- граниты приходят из глубины и сами являются ответственными за тот сильный метаморфизм, который их окружает». По Термье, магма «рождается в результате усиления тех же процессов, которые приводят к образованию кристаллических сланцев и гнейсов» (с. 224), а «региональный метаморфизм - это нечто совсем другое, нежели усиленный контактовый метаморфизм Мишель-Леви и Лакруа... Интрузия и метаморфизм в действительности являются двумя следствиями одной и той же причины... Интрузия эруптивных пород является только эпизодом в процессе регионального метаморфизма» (с. 222). Сейчас, в начале

XXI века, приходится констатировать, что все указанные выше противоречия среди геологов конца XIX-начала XX веков, приобретая различные формы и затрагивая самые разные стороны этой сложной проблемы, в сущности своей сохранилось и до наших дней.

В монографии, изданной в 1972 году под научной редакцией крупнейшего петролога нашего времени акад. В.С.Соболева (34), читаем: «В зональных метаморфических комплексах породы наиболее высокотемпературных ступеней (начиная приблизительно с изоград силлиманита) практически всегда сопровождаются телами гранитов.... Одна из распространенных точек зрения состоит в том, что гранитный магматизм во всех таких случаях предполагается основной первопричиной потоков тепла и связанных с ними проявлений региональных метаморфических процессов - «контактовых в широком смысле слова» (Д.С.Коржинский, 1944). Альтернативным является предположение о том, что региональный метаморфизм и гранитный магматизм связаны лишь парагенетически, так что последний представляет собой только одно из звеньев единого процесса, обусловленного глубинными потоками тепла, источник которого недостаточно ясен. Приуроченность гранитов к определенным метаморфическим зонам объясняется в данном случае тем, что РТ-параметры этих зон как раз соответствуют условиям начала плавления гранитных и близких им пород. При такой постановке вопроса региональный метаморфизм резко противопоставляется метаморфизму контактовому - результату теплового воздействия внедренных магматических масс» (с. 110). Но так ли это?

1. К тому времени, когда писалась эта монография уже были опубликованы статьи Д.С.Коржинского (1952) и Ф.Н. Шахова (1956) по проблемным вопросам гранитообразования, в которых с разных позиций и во многом поразному развивалась в сущности своей одна и та же мысль - о внутрикоровом образовании гранитных магм на месте и за счет пород, непосредственно вмещающих гранитоидные плутоны. Работы Д.С.Коржинского по вопросам относительной подвижности химических элементов при метаморфизме и гранитизации как магматическом замещении пород земной коры под воздействием восходящих, существенно водных щелочных растворов глубинного происхождения широко известны и здесь нет необходимости подробно их излагать. Только заметим, как об этом уже писал в своем редакторском предисловии к русскому изданию книги Н.Менерта «Новое о проблеме гранита» известный петрограф В.П.Петров, что «Д.С.Коржинский и его ученики, рассматривая процесс метаморфизма в основном с физико-химической точки зрения, не делают различия между контактными и региональным метаморфизмом» (73, с.10), а также приведем слова самого Д.С.Коржинского, высказанные через 20 лет после публикации его программной статьи 1952 года: «Хотя перед гипотезой трансмагматических растворов и гранитизации как магматического замещения стоит еще ряд не разработанных вопросов, эта гипотеза хорошо отвечает петрологическим данным и в СССР уже имеет много сторонников, но, к сожа-

лению, в других странах на эту гипотезу еще не было обращено достаточного внимания» (53, с. 151).

Ф.Н.Шахов, в отличие от Д.С.Коржинского, геологически четко определяет и разделяет место регионального и контактового метаморфизма в процессе гранитообразования. Но вместе с тем он видит и их генетическую общность, которая геологически проявляется в закономерном характере смены регионального метаморфизма более локализованным контактовым. По его наблюдениям в поле переход от пород регионального метаморфизма к контактовым роговикам совершается постепенно и незаметно. Но при микроскопическом исследовании пород из зоны перехода выявляются существенные изменения в самом характера метаморфизма. По меткому выражению Ф.Н.Шахова, первый из них создает рассланцовку, а второй её уничтожает. В массивной текстуре роговиков, возникающих за счет преобразования песчано-глинистых пород,- пишет он,- почти всегда можно наблюдать черты реликтового рассланцевания. Это позволяет думать, «что горнфельзы возникают позже пород регионального метаморфизма в обстановке повышающихся температур и движущихся растворов, содействующих перекристаллизации и метасоматозу» (151, с.49).

Иначе, чем Д.С. Коржинский, видит Ф.Н.Шахов и природу растворов, участвующих в региональном и контактовом метаморфизме. Таковыми являются, по его мнению, в основной массе своей межзерновые (поровые) растворы самих метаморфизируемых пород. Поскольку эти растворы химически уравновешены с составом породы, то «главным типичным» результатом их деятельности при метаморфизме, как в том, так и в другом случае, является перекристаллизация. Высвобождаемые в этом процессе растворы способны перемещать вещество пород. «Для какого-либо данного зерна сущность перекристаллизации прежде всего связана с перестройкой кристаллической решетки, что ведет, как известно, к возникновению «промежуточного», близкого к жидкости состояния, характеризующегося, между прочим, повышенной реакционной способностью. При этом процессе в момент максимальной его интенсивности имеются все основания ожидать возникновения, хотя бы на миг, жидкой фазы. Для образования магмы нужен фактор, который удерживал бы возникающую жидкость в этом состоянии. Таким фактором в данной обстановке могут быть только летучие» - писал он в первой своей публикации на эту тему в 1956 году (151, с. 44). К этим мыслям он возвращался неоднократно и позже. Так, уже в последний год своей жизни, комментируя материалы, изложенные в фундаментальной сводке «Природа метаморфизма» (Изд-во «Мир», 1967) писал: «Рассматривая факторы, увеличивающие скорость различного вида диффузии, этот ученый (У.С. Питчер, 85, с.16) приходит к выводу», что «трудно, однако, допустить, чтобы пространство между зёрнами позволяло свободно перемещаться молекулам воды, хотя это утверждение бытует в геологической литературе». Нам думается, - пишет

Ф.Н. Шахов, - что некоторое перемещение летучих по порам пород может возникать с повышением её температуры, но в этом случае летучие должны смешиваться с растворами, заключенными в порах... Интересно указать, что по данным Н.Раста (там же, 85, с. 103) «межзерновая диффузия» наиболее важную роль играет при высоких (более 400С) температурах. Иначе сказать, в процессе прогрессивного метаморфизма метасоматоз должен сменять перекристаллизацию» (151, с. 30-31). К этим его словам только добавим, что еще ранее в работе 1947 года сам Ф.Н.Шахов, исследуя на уровне знаний того времени вопрос об источнике эманаций при скарнообразовании, уже тогда пришел к выводу, что прогрев пород при метаморфизме должен повышать их газопроводимость и именно этим обстоятельством сумел объяснить давно эмпирически установленную приуроченность скарнов к местам наибольшего прогрева пород и близость их по времени образования к процессу контактового метаморфизма (150, с. 53). Укажем также, что о тенденциях перерастания процесса перекристаллизации пород в метасоматоз при высоких температурах контактового метаморфизма писал и А.Н.Заварицкий. В контактовом ореоле гранитов горы Магнитной в роговиках, образовавшихся по габброидам и «сильнее всего метаморфизованным» им было описано развитие диопсида по авгиту в виде пойкилитовых вростков («метасом») и «в виде цепочек отдельных зерен и жилок, тянувшихся по разным направлениям в породе» (39, с. 405), а также исчезновение лабрадора с появлением жилок альбита и альбитолигоклаза там, «где сильнее всего сосредотачивались метаморфизующие агенты» (там же, с. 456).

Рождение гранитной магмы Ф.Н.Шахов рассматривал как последнее звено в цепи событий: региональный метаморфизм – контактовый метаморфизм – магма. Развитие этой стержневой мысли его представлений о процессе гранитообразования можно проследить по следующим цитатам. «Гранитные магмы возникают в обстановке, характеризующейся сжатием, прогревом, перекристаллизацией пород и интенсивным движением летучих, придающих аддитивный характер контактовому метаморфизму, вызывающих метаморфическую дифференциацию в породах, подвергшихся региональному метаморфизму и растворяющихся в той или иной мере в остывающем магматическом расплаве. Движение летучих по интенсивности не может происходить равномерно в пространстве; летучие должны дренироваться наиболее нагретыми участками пород (не говоря о зонах и трещинах нарушений), так как с ростом температуры повышается и газопроницаемость пород» - писал он в 1956 году в первой своей публикации по проблеме образования гранитной магмы (цит. по 151, с.43). «Региональный метаморфизм вызывает к движению летучие растворы...Он составляет как бы фон - арену, на которой в процессе повышающихся температур и усиленного движения летучих происходит перекристаллизация и метасоматоз пород» (147, с.144). «Так как рождение магмы происходит, по нашему мнению, в период интенсивных движений, в

которых большую роль играет сжатие, в нем легче и вероятнее искать источник той тепловой энергии, которая обуславливает местный разогрев пород, соответствует процессу перекристаллизации их, усиливает движение летучих, а также совместно с ними создает благоприятную обстановку для образования магматического расплава» (там же, с.149). «Образование магматического расплава очень тесно связано с местной мобилизацией растворов, причиной движения которых прежде всего следовало бы считать повышение температуры. Не вдаваясь в обсуждение очень дискуссионного вопроса об источниках тепла, хочется обратить внимание на фактическую сторону этого вопроса. Можно думать, что рождению магмы благоприятствуют процессы, развязывающие энергию движения: подвижные пояса, крупные разломы, геосинклинальные зоны. Возникающие магматические тела как бы завершают эти движения и противодействуют им... Еще Р.Дэли показал, что в любом горном хребте количество и наблюдавшиеся размеры батолитов имеют стремление быть прямо пропорциональными интенсивности орогенического смятия» (149, с.5).

Серьезные расхождения у Д.С.Коржинского и Ф.Н.Шахова имеются и по вопросу о роли анатексиса в процессе образования гранитных магм. Д.С.Коржинский решительно выступает против широкого распространения представлений о гранитизации как анатексисе. Щелочнометальность трансмагматических глубинных растворов, по Коржинскому, является главным фактором, определяющим тип возникающих при гранитизации гранитоидов. «Если бы гранитизация вызывалась простым избирательным расплавлением осадочных толщ, то есть простым анатексисом, - пишет он, - то первоначально возникали бы наиболее кремнекислотные эвтектические граниты, типа аляскитов и аплитов, и лишь позднее, по мере дальнейшего прогревания толщ, могли бы возникать более основные расплавы типа гранодиоритов и прочих. В действительности же всегда наблюдаются обратные соотношения» (53, с. 149). Ф.Н.Шахов, наоборот, придает решающее значение в процессе гранитообразования явлениям анатексиса, рассматривая его «как апогей метаморфизма» (150, с.109). Правда, в другом месте той же статьи Д.С.Коржинский пишет, что «невозможно разделять явления анатексиса и явления гранитизации, они всегда неразрывно связаны между собой, представляя один геологический процесс» (с.144), что в какой-то мере сближает позиции обоих авторов. Породы группы гранодиорита, кварцевого диорита, диорита и диоритоподобных пород, встречающиеся в краевых частях плутонов, центральные части которых заняты гранитами анхиэвтектического состава, Ф.Н.Шахов рассматривал как «гибридные породы», предполагая, что «в процессе формирования плутона отделение однородного анхиэвтектического расплава вызывает образование пород «гибридной зоны», промежуточной по составу между магматическими породами и рогамиками (149, с.9).

Сопоставляя взгляды на процессы гранитообразования двух выдающихся наших ученых, мы приходим к выводу, что несмотря на значительные

различия в их представлениях, было бы правильнее думать, что в сущности своей результаты их исследований дополняют друг друга. Они сходятся в главном, когда рассматривают региональный и контактовый метаморфизм как, в целом, единый процесс, ведущий к образованию внутрикорового очага гранитной магмы. Наиболее существенные расхождения между ними касаются роли и масштабов участия в процессах метаморфизма и гранитообразования анатексиса и растворов глубинного происхождения. Но, как показывают расчеты баланса вещества, выполненные на примере Каркаралинского плутона (99), эти противоречия могут быть в значительной мере сняты, если принять во внимание длительность (десятки миллионов лет) и многоэтапный характер формирования гранитоидных плутонов (в рамках единого тектоно-магматического цикла) с преобладанием явлений анатексиса на раннем этапе (кварцевый диорит - гранодиориты) и усилением процессов «гранитизации» к более поздним этапам, достигая максимума при образовании магмы аляскитового состава. Принципиальное различие в их понимании процесса гранитообразования заключается в том, что если для Д.С.Коржинского возникающие путем магматического замещения граниты являются одновременно и причиной развития контактового метаморфизма, переходящего затем в региональный метаморфизм, то для Шахова граниты являются следствием регионального метаморфизма, переходящего в контактовый.

2. В предисловии к книге Р.Мейсона «Петрология метаморфических пород» очень точно сказано: «Метаморфические процессы нельзя наблюдать непосредственно. О них можно судить только на основании исследования самих горных пород и их геологических взаимоотношениях, которые отражают те или иные условия и стадии становления пород» (71, с. 8).

Принципиально породы одной и той же ступени регионального и контактового метаморфизма, возникшие по исходным породам того же состава, различаются только своими текстурно-структурными особенностями. Для типичных контактовых роговиков, в отличие от кристаллических сланцев и гнейсов регионального метаморфизма, характерны массивные текстуры и преимущественно мелкозернистые, относительно равномерно-зернистые «переплетенные» и «торцовые» микроструктуры. Но, как писал А.Харкер, «параллельная ориентировка кристалла в кристаллическом сланце и свободное не ориентированное расположение (переплетенная текстура) в роговиках имеют в конечном счете одинаковый смысл, так как обе (применительно к различным условиям) сводят к минимуму внутренние напряжения» (141, с.193).

Главными факторами как регионального, так и контактового метаморфизма (факторами минерального равновесия) одинаково являются температура, давление (действующее флюидное давление) и состав компонентов флюидной фазы (их химические потенциалы). Стресс, который основоположниками учения о метаморфизме (Grubenman, Niggli, 1904; Staub, 1920; Harker, 1932) ранее считался также одним из главных факторов метаморфизма, определяющих

«конечное состояние» пород регионального метаморфизма, позже (Коржинский, 1940; Соболев, 1949, 1957; Fyfe, Verhoogen, 1959) стал рассматриваться в группе кинетических факторов «только как фактор возникновения сланцеватых текстур и как катализатор метаморфических реакций и метаморфической дифференциации вещества: он не смещает метаморфические реакции в ту или иную сторону и не приводит к образованию или исчезновению минералов и их парагенезисов» - пишет А.А. Маракушев (69, с.184). Большее или меньшее участие стресса в метаморфизме является, по-существу, единственным, что обуславливает указанные выше черты различия текстур и структур пород регионального и контактового метаморфизма. И в этом смысле известная диаграмма А.Харкера (141, с. 185), наглядно иллюстрирующая соотношения в P-T-условиях образования пород регионального и контактового метаморфизма, по-прежнему сохраняет свое значение. У.Грубенман и П.Ниггли, авторы первого фундаментального труда по теории метаморфизма горных пород, изданного в 1904 году, при характеристике текстур и структур пород регионального метаморфизма еще тогда резко возражали, чтобы называть этот тип метаморфизма региональным и рассматривали его как особую форму проявления дислокационного метаморфизма, действующего в условиях роста температуры. (28, с. 126). Также считал и А.Харкер, называя контактовый метаморфизм «термальным», а региональный «динамотермальным». Он писал, что определение «региональный», прилагаемое к метаморфизму данного типа, первоначально подразумевало его широкое распространение. «Но в тех случаях, где площади регионально-метаморфизованных пород ограничены по размерам, они иногда окружены мощными интрузиями или поясами интрузий, и их можно было бы принять за ореолы» (141с. 180). В качестве примера он называет гранитные массивы округа Ставангер в Южной Гренландии, описанные В.М. Гольдшмидтом, и высказывает мнение, что поскольку степень метаморфизма на больших площадях, таких как площадь Шотландского Нагорья, «по крайней мере на отдельных участках», не указывает на тесную связь с распределением масс гранитов, «кажется более естественным считать интрузии за обычную частность регионального метаморфизма, нежели принимать их за причину последнего» (с. 181). Со временем все больше накапливалось фактов и доказательств развития пород регионального метаморфизма столь же локального, как и при контактовом метаморфизме.

3. Значения P-T-параметров минеральных ассоциаций пород из внутренних зон ореолов контактового метаморфизма, непосредственно прилегающих к гранитоидным плутонам, точно также соответствуют условиям начала плавления, как и в высокотемпературных комплексах пород регионального метаморфизма. Очевидно поэтому в первой классификации метаморфических фаций (П. Эскола, 1920) роговообманковые роговики контактовых ореолов гранитоидных плутонов и амфиболиты, как продукт регионального метаморфизма, рассматривались в составе единой амфиболитовой фации. И только позже

(Ф.Тернер, Дж. Ферхуген, 1959) она была разделена на две самостоятельные фации - роговообманковых роговиков и альмандиновых амфиболитов, «которые вместе эквивалентны амфиболитовой фации Эскола» (135, с.335). На современных схемах фаций метаморфизма В.С.Соболева (33, с. 224) и Г.Винклера (там же, с. 216) они разделены условной линией, а на схеме фаций метапелитов А.А.Маракушева (69, Рис. 1) показано, что поля высокотемпературных фаций роговиков (андалузит-кордиеритовых, пироксен-кордиеритовых) и кристаллических сланцев и гнейсов регионального метаморфизма (андалузит-гранат-кордиеритовых, силлиманит-биотитовых) одинаково сходятся с полем мигматитов. Иными словами, РТ-условия тех и других на высокой степени метаморфизма одинаково отвечают условиям начала плавления.

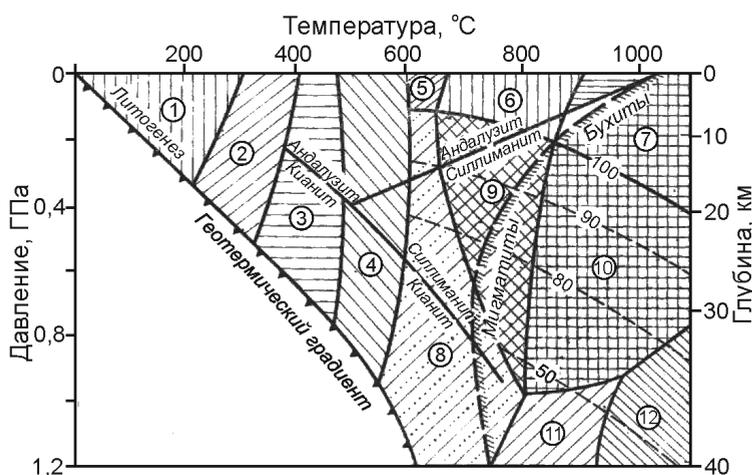


Рис. 1. Минеральные фации метапелитов (Маракушев, 1988)

Цифры в кружках: роговики: 5 - биотитовые, 6 - андалузит-кордиеритовые, 7 - пироксен-кордиеритовые; кристаллические сланцы и гнейсы: 8 - андалузит-биотитовые, силлиманит-биотитовые, кианит-биотитовые гнейсы; 9 - андалузит-гранат-кордиеритовые, силлиманит-гранат-кордиеритовые гнейсы.

О возникающих в практической работе трудностях разделения пород регионального и контактового метаморфизма пишут даже сторонники решительного противопоставления их генезиса, особенно тогда, когда это связано с вопросом об отношении их к гранитам. «Со стороны повышенных давлений амфибол-роговиковая фация в настоящее время не разграничена выявленными равновесиями с фациями регионального метаморфизма. Для обоснования метаморфизма низких давлений поэтому обычно приходится прибегать к геологическим признакам: наличию контактового ореола около магматических тел и т.д.», - пишет В.В.Реведагто (1970, с. 196). «В типичных случаях на основании петрографических признаков и, главным образом, геологических полевых наблюдений, метаморфические породы можно относить либо к фациям регионального, либо контактового метаморфизма..., однако, наиболее надежным признаком отличия минеральных ассоциаций низкого давления от регионального метаморфизма пока остается локальное

развитие первых на фоне и в окружении более слабо метаморфизованных пород» (Соболев и др., 33, с. 228).

Геологическая обстановка формирования гранитоидных плутонов, как в ореолах пород регионального, так и контактового метаморфизма, одинаково характеризуется последовательным, по мере приближению к контакту с гранитоидными телами, появлением в метаморфизируемых породах все более высокотемпературных минеральных ассоциаций. При этом среди гранитов, особенно в краевых частях плутонов, одинаково характерно присутствие останцев наиболее глубоко метаморфизованных пород контактового ореола и их разнообразных реликтов или реликтов отдельных минералов. Прекрасным примером последнего может служить Магнитогорский плутон, в разных частях которого, в том числе и на больших расстояниях от контакта с вмещающими породами обнаруживается присутствие в роговой обманке гранитов реликтов диопсида - главного темноцветного минерала непосредственно прилегающих к плутону контактовых роговиков ((Заварицкий, 39, Ферштатер, 138). Другим примером, уже из района развития регионального метаморфизма, может служить указание Х.Рида на то, что «в некоторых местностях Франции... граниты обнаруживают узелки кордиерита, имеющие общее региональное удлинение, которые являются единственными реликтами боковых пород, поглощенных на месте» (106, с. 217).

Мигматиты, которые в зонах высокотемпературного регионального метаморфизма рассматриваются как «непосредственное доказательство существования «смешанных» природных систем, включающих одновременно твердый субстрат и расплав,... сейчас в большинстве случаев трактуются как результат анатектических явлений на стадии прогрессивного метаморфизма» - пишут авторы труда под научной редакцией акад. В.С.Соболева (34, с.96). Но такое же происхождение имеют и гибридные породы гранитоидных плутонов, которые также представляют собой смешанную систему не перемещенных реликтов твердого субстрата и расплава, что обосновано было показано в работах Т.М.Дембо (29, 30), а еще ранее в 1948 году, Ф. К. Drescher-Kaden (161), и в чем мы также убедились, исследуя Каркаралинский плутон (99, с. 50-51). Поэтому, признавая возможным рассматривать мигматиты как результат палингенеза в условиях регионального метаморфизма, необходимо согласиться с тем же и для гибридных пород гранитоидных плутонов, формировавшихся в условиях контактового метаморфизма.

4. На генетическую общность регионального и контактового метаморфизма указывает также существование промежуточных между ними типов, объединяемых под общим названием «регионально-контактный метаморфизм». Выделенный впервые в 1902 году под этим названием Э. Вэйншенком в Центральных Альпах (167) такой метаморфизм характеризовался совместным присутствием в контактовом ореоле гранитов как роговиков, так и кристаллических сланцев. Особенно интенсивно, по Э.Вейншенку,

регионально-контактовый метаморфизм «проявляется там, где глинистые сланцы пересекаются гранитными массами поперек их простирания» и тогда «вообще нет возможности провести резкие петрографические границы между кристаллическими сланцами и теми породами сланцевой оболочки Центральных Альп, которые мы относим к породам контактно-метаморфического происхождения» (21, с. 31-32). Комментируя наблюдения Э. Вейншенка, в своих примечаниях к русскому изданию монографии Г. Розенбуша «Описательная петрография» В. Н. Лодочников писал: «Точку зрения на кристаллические сланцы, как образования контактово-метаморфические, блестяще аргументировал Вейншenk, который лично много лет исследовал Центральные и Восточные Альпы... Да и сам Розенбуш обращал внимание на то, что в одно и то же самое время и в той же области в отсутствии давления (бокового-В.П.) образовывались обыкновенные роговики» (107, с.560). С метаморфизмом подобного типа мы имели возможность ознакомиться при изучении контактового ореола позднегерцинского Кошрабатского плутона в Северо-Нурагинском складчатом поясе герценид Западного Узбекистана.

Кошрабатский плутон сложен преимущественно граносиенитами, отчасти кварцевыми сиенитами и сиенито-диоритами, среди которых встречаются небольшие останцы фельдшпатизированного габбро (155). Плутон удлинён в направлении основных структур складчатого пояса на расстояние около 20 км при ширине от 2 до 10 км. Клиновидный в плане его контур, по заключению П.Ф.Иванкина (41), подчинён углу сопряжения двух ветвей глубинного разлома, а продольные боковые ограничения магматической камеры совпадали с зонами динамометаморфических сланцев. Корни плутона, как показывают выполненные им объёмные реконструкции, уходят на глубину 6-8 км. Но по данным геофизических исследований (42) мощность его от 2 до 4 км, а форма лакколитообразная, с пологой подошвой и волнистой кровлей.

Плутон вмещает терригенные, терригенно-карбонатные и существенно карбонатные породы. Восточная часть его, где проводились наши исследования, не имеет тектонического ограничения. По заключению П.Ф.Иванкина «морфология плутона и взаимоотношение гранитоидов с породами рамы здесь указывают на естественное и постепенное затухание по простиранию складчатых структур процесса магматического замещения. Замещению подвергались умеренно дислоцированные терригенные и известково-терригенные породы аспидной ступени регионального метаморфизма», разбитые на крупные блоки, клиновидно вытянутые в направлении общего погружения плутона (Рис. 2). Нашими исследованиями было установлено, что развитие прогрессивного метаморфизма в блоках пород относительно слабо рассланцованных и в динамически более подвижных зонах вдоль границ этих блоков имеет свои особенности. Изучение процессов метаморфизма проводилось по породам метапелитовой группы. Основные результаты этих исследований сводятся к следующему.

В блоках относительно слабо рассланцованных пород усиление метаморфизма, по мере приближения к плутону, внешне проявляется в постепенном ослаблении сланцеватости регионально метаморфизованных аргиллит-алевролитовых пород вплоть до перехода их в массивные роговики. Выделяются три зоны контактового ореола - внешняя, средняя и внутренняя. Внешняя зона «пятнистых» серицитовых, кварц-серицитовых и кварц-альбит-серицитовых сланцев, местами с хлоритом и ранним биотитом характеризуется слабым развитием роговиковых структур. С удалением от массива гранитов зона теряется в поле регионально метаморфизованных пород.

Средняя зона «узловатых сланцев» представлена кварц-андалузит-кордиеритовыми, кварц-биотит-кордиеритовыми и биотит-мусковит-серицитовыми породами с ясно выраженной под микроскопом реликтовой сланцеватостью и характерным в штуде неровным поперечным изломом. Сланцеватость, как правило, совпадает со слоистостью породы, что подчеркивается хорошо выраженным закономерным распределением скоплений биотита, углеродистого вещества, узелков с порфиробластами кордиерита и андалузита или псевдоморфоз по ним. Ширина зоны в среднем 400-500 м.

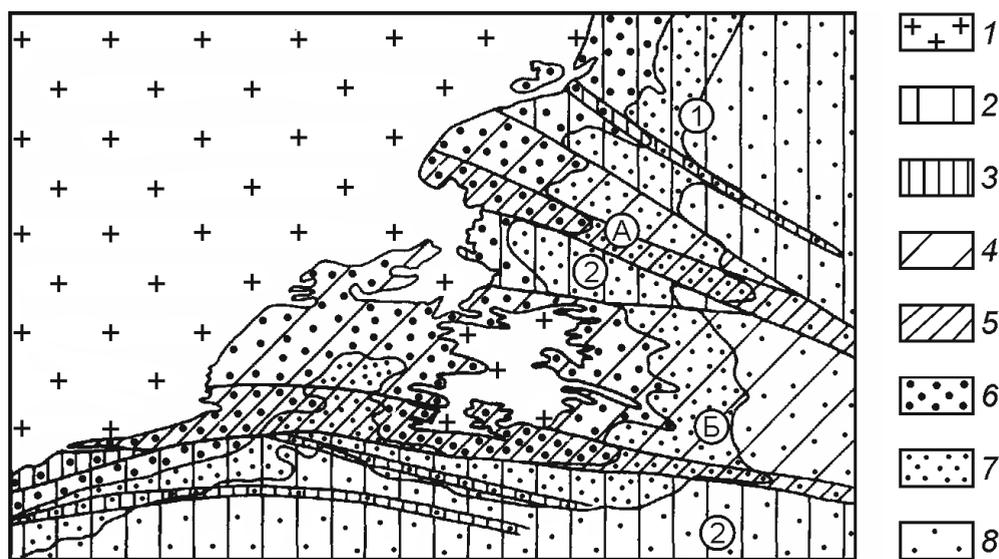


Рис. 2. Геолого-структурный план восточного экзоконтакта Кошрабатского плутона
 1 - гранитоиды; 2 - блоки складчато-глыбового строения (цифры в кружках); 3 - участки интенсивного рассланцевания в пределах блоков; 4 - зоны смятия, рассланцевания и брекчирования (А, Б); 5 - зоны повышенного рассланцевания; 6 - роговики; 7 - узловатые, 8 - пятнистые сланцы.

Типовые породы внутренней зоны - кварц-полевошпатовые, кварц-кордиерит-полевошпатовые, иногда с андалузитом (в виде порфиробласт) и биотито-

вые роговики с хорошо развитой массивной текстурой и частыми переходами структуры от мелкозернистой к тонко- и скрыто-зернистой. Основную массу породы в роговиках образует лепидогранобластовый агрегат изометричных, преимущественно неправильных зерен кварца, кордиерита, калиевого полевого шпата, олигоклаза со средним размером зерна около 0,05 мм, находящихся в срастании с тем или иным количеством биотита, мусковита и серицита. Зерна кварца обычно полигональные, образуют пятнистые агрегаты или занимают интерстиции зерен полевых шпатов. Кордиерит и полевые шпаты часто представлены в виде пойкилобласт, ситовидных по краям. Встречаются диабластические кварц-полевошпатовые срастания. Чешуйки биотита иногда достигают 0,3 мм и концентрируются обыкновенно в пятна. В других шлифах мелкочешуйчатый биотит группируется в тонкие, в одном направлении полосовидные скопления, что придает микроструктуре роговика полосчато-сланцеватый облик. На основную массу породы как в том, так и другом случае гнездами и короткими прожилковидными скоплениями неравномерно накладываются скопления своеобразного крупночешуйчатого красно-бурого биотита, со средними размерами чешуй 0,4-0,7 мм, и крупных порфиробласт олигоклаза со средними размерами около 1,5 мм. Красно-бурый биотит лапчатый и ситовидный, но также широко представлен и удлиненными, хорошо образованными кристаллами пластинчатой формы с отношением длины к ширине до 1,5-2,0.

Примечательная особенность роговиков в этой части контактового ореола заключается в том, что, наряду с породами массивной текстуры, характеризующейся полиэдрической отдельностью и раковистым изломом, довольно широко распространены и вышеуказанные разновидности роговиков, в которых массивная текстура сочетается со сланцеватостью. Вместо полиэдрической для них характерна плитчатая отдельность и неровный мелкозубчатый поперечный излом. В процессе работы при описании этой группы пород мы были вынуждены применить необычный и, в сущности своей, противоречивый по своему смыслу термин «сланцеватые роговики».

В непосредственной близости к плутону, на расстоянии нескольких, местами до двух-трех десятков метров от него, при дальнейшем нарастании интенсивности метаморфизма все более отчетливо выявляются следы деятельности гранитизирующих растворов. Появляются своеобразные «гибридные» породы, сочетающие в себе особенности микроструктур выше описанных роговиков с участками развития гипидиоморфнозернистых структур. Внешне эти роговики отличаются от предыдущих ясно выраженной зернистостью основной массы породы, на фоне которой выделяются расплывчатого вида пятнистые и шнуровидные обособления, размером до нескольких сантиметров, обогащенные полевыми шпатами и кварцем. Под микроскопом обнаруживается, что темная, коричневато-бурая основная масса такого роговика, на фоне которой выделяются более светлые пятнистые и шнуровидные обособления, на 20-30% состоит из беспорядочно разросшихся чешуй красновато-бурого би-

отита со средними размерами в 0,2-0,4 мм. Они удлинены (1/3-1/4), обладают хорошо развитыми боковыми гранями и вместе с тем лапчатыми очертаниями в окончаниях. Полевые шпаты (главным образом олигоклаз, очень редко в ассоциации с единичными кристаллами микроклина) в большей части имеют общие грани с биотитом, что указывает на их близко-одновременную кристаллизацию. Наряду с таким биотитом наблюдаются и резко удлиненные крупные кристаллы его, которые протягиваются как бы сквозь всю основную массу породы. Олигоклаз явно приспособливается к нему, нарастая на его боковые грани, что указывает на тенденцию более позднего роста олигоклаза и еще более позднего кварца.

В более светлых пятнистых и шнуровидных участках такого роговика под микроскопом наблюдаются скопления сросшихся пойкилобласт полевых шпатов и кварц. Размер зерна в них от 0,7 до 3 мм. Преобладает олигоклаз, иногда в диабластическом срастании с кварцем. С внешней стороны таких скоплений крупные кристаллы олигоклаза ситовидно вырастают в основную массу породы, и в этих местах они становятся практически неотделимыми от одиночных порфиробласт в основной массе роговика. Кварц количественно подчинен олигоклазу и концентрируется в одних случаях в краях его скоплений, реже внутри. Биотит обычно сосредоточен в краях скоплений олигоклаза, образуя как бы их оторочку, но отдельные, особенно крупные и резко удлиненные кристаллы его под разными углами иногда глубоко проникают во внутрь кварц-олигоклазовых скоплений, обнаруживая при этом преимущественно идиоморфизм по отношению к плагиоклазу и кварцу. Для описываемых образований также характерно обилие местами тонкой сыпи призматических кристаллов апатита, длиной до 0,3-0,4 мм, и ситовидных кристаллов буровато-зеленого турмалина, что указывает на активное участие в процессе их образования флюидов, обогащенных минерализаторами. .

В динамически подвижных зонах, протягивающихся вдоль границ блоков слабо рассланцованных пород, метаморфизм распространился на значительно большие расстояния от плутона - до 5 км. Во внутренней зоне контактового ореола вместо массивных роговиков здесь наблюдаются двуслюдяные и биотит-кордиеритовые тонко- и мелкозернистые, реже среднезернистые кристаллические сланцы, а вблизи контакта с плутоном - гнейсовидные породы, местами с силлиманитом (фибролит) и красным гранатом. Крупнозернистые гнейсы на изучаемой нами площади не наблюдались. Средне-крупнозернистые гранат-биотит-олигоклаз-микроклиновые гнейсы с силлиманитом наблюдались лишь в зоне наиболее мощного рассланцевания вдоль северного контакта плутона, где они были встречены также в непосредственной близости к выходам гранитов.

Для внешнего облика кристаллических сланцев в динамически подвижных зонах характерно чередование светлых полосок, обогащенных полевыми шпатами и кварцем, с более узкими и более темными, насыщенными биотитом полосками и линзочками, шириной до 2-3 см. С полосчатостью совпадает хорошо раз-

витая кристаллизационная сланцеватость. В темных полосках под микроскопом наблюдаются скоплениями гранобластового кварца с мелкочешуйчатым биотитом и кордиеритом. Светлая, включающая их основная часть породы сложена биотитом и кордиеритом, совместно с которыми много олигоклаза и калиевого полевого шпата с размером зерна около 0,1 мм. Местами встречается андалузит. Весьма характерно и то, что наряду с мелкочешуйчатым бурым биотитом в основной массе этой породы присутствует также и крупночешуйчатый «красный» биотит со средним размером чешуй до 0,3 мм, внешне и по оптическим свойствам такой же, что и в роговиках. Он также, как и там, группируется в скопления, но эти скопления полосчатые и как бы окаймляют более светлые скопления кварц-полевошпатового состава. Здесь также встречаются пластинки такого же «красного» биотита, размером в 1 мм и крупнее, которые пойкилитово прорастают основную массу породы вдоль узких зон повторных подвижек. В этих местах появляются ориентированные в том же направлении ситовидные порфиробласты олигоклаза и калиевого полевого шпата размером до 2 мм. Здесь также в основной массе породы, как и в пятнистых и шнуровидных обособлениях в роговиках, встречаются мелкие призматические кристаллы апатита и ситовидные зерна буровато-желтоватого турмалина. В ассоциации с реликтовым андалузитом встречается игольчатый фибролит.

Переход кристаллических сланцев в гнейсовидные породы и гнейсы в Кошрабатском плутне внешне выражается в укрупнении полосчатости. Под микроскопом в этих породах переходного типа наблюдаются ориентированные вдоль сланцеватости скопления пойкилобласт олигоклаза и калиевого полевого шпата с размером зерна в 1,5-3,0 мм. А там, где совместно с полевыми шпатами присутствует кварц, наблюдается своеобразная зональность: скопления кварца несколько обособлены внутри скоплений полевых шпатов, а крупные пластинки «красного» биотита наоборот сконцентрированы на их периферии.

Узловатые сланцы, в отличие от выше описанных в блоках относительно слабого рассланцевания, содержат больше слюдистых минералов, особенно биотита, что объясняет их характерную буроватую окраску. Слюдистые минералы группируются в направлении сланцеватости, придавая текстуре породы хорошо выраженную тонкую полосчатость. Одни полосы обогащены полевыми шпатами и кварцем, другие биотитом и кордиеритом. Все это создает очень сложные сочетания, обычно не характерное для узловатых сланцев из блоков относительно слабо рассланцованных пород. Во внешней части контактового ореола узловатые сланцы постепенно сменяются филлитами зеленовато-серого или почти черного цвета, в зависимости от содержания в них углеродистого вещества.

По минеральным ассоциациям и текстурно-структурным характеристикам породы из зон повышенного рассланцевания в контактовом ореоле Кошрабатского плутона вполне сопоставимы с породами зональных андалузит-силлиманитовых комплексов из районов регионального метаморфизма. Органичное вхождение их здесь вместе с роговиками в общий комплекс пород контактового ореола не вызывает сомнения. О совместном образовании тех и других свидетельствует

и присутствие в контактовом ореоле так называемых «сланцеватых роговиков», которые следует рассматривать как промежуточный тип пород, переходных от массивных роговиков к кристаллическим сланцам и гнейсам. А это также указывает, что гнейсово-сланцевый или массивный облик текстуры пород контактовых ореолов гранитоидных плутонов сам по себе не может служить критерием разного происхождения гранитов. Тектурно-структурные особенности тех и других отражают лишь различия в динамических условиях развития метаморфизма, сопровождавшего процесс формирования гранитоидных плутонов, как об этом и писал А.Харкер. В подтверждение этого можно сослаться также на результаты исследований Н.П.Семененко, который в 1960 году в статье «Генетическая классификация метаморфических пород и процессов» писал, что по его наблюдениям в исследованных им районах «плутонометаморфизм (ультраметаморфизм) неотделим местами от миграционного (инъекционного) контактового метаморфизма», как «и от термоконтактового... Роговики тесно связаны с гнейсами и, постепенно переходя в них, представляют собой результат недоразвитого процесса гнейсообразования» (112, с. 71).

5. Классическим районом развития пород регионально-контактового метаморфизма считается Шотландское Нагорье, где их исследованием в разные годы занимались многие видные геологи. Здесь, на обширной территории региона изначально глинистые, частью граувакковые породы далрадианской серии в каледонское время испытали региональный метаморфизм, с которым близко по возрасту совпадал и процесс образования гранитов. Метаморфизм проявился по-разному в юго-восточной и северо-восточной частях Нагорья. Но, что особенно важно подчеркнуть, в разных частях единой геологической структуры.

В большей, юго-восточной части Нагорья Г. Барруа (1912) были выделены, а К.Тилли (1925) закартированы, зоны последовательного нарастания метаморфизма пород далрадианской серии (Рис. 3), которыми «можно прекрасно демонстрировать куполообразную форму изотермических поверхностей» и которые «можно сравнить с изотемпературными линиями, устанавливаемыми в термально-метаморфических ореолах около мощных плутонов гранита», писал А.Харкер, (41, с.187). Типовые породы высоких ступеней метаморфизма здесь представлены ставролитовыми, кианитовыми, силлиманитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами. Зоны метаморфизма выражены хорошо, границы их резкие, а «данные петрографии указывают на вполне определенный характер распределения стрессовых напряжений, при котором влияние стресса в наименьшей степени сказывается на наиболее высоко метаморфизованных породах» (там же, с. 187).

Иной характер метаморфизма и иные тектонические условия его развития характеризуют северо-восточную часть Нагорья (район Банфф-Бахен-Абердин), куда продолжают те же породы далрадианской серии. Точное выделение зон метаморфизма здесь А.Харкер определяет, как «более проблематичное» (с. 188), а наиболее характерной особенностью метаморфизма он называет широкое и обильное распространение андалузита и кордиерита,

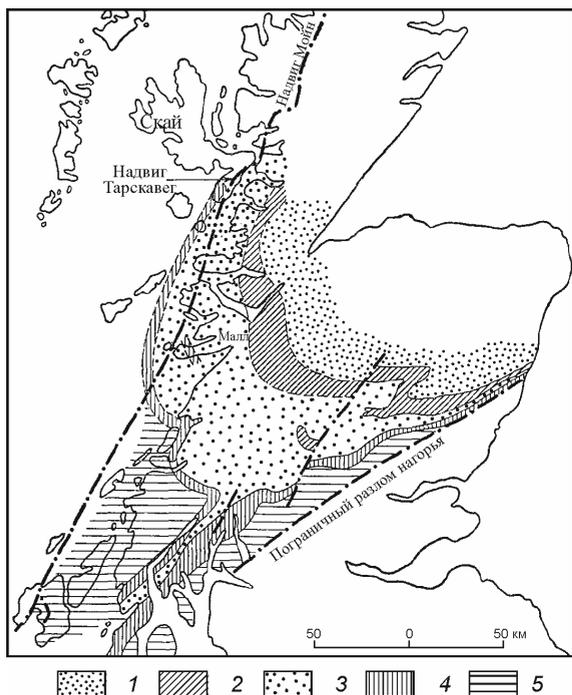


Рис. 3. Метаморфические зоны в юго-восточной части Шотландского Нагорья (Г. Винклер, 1969): 1 - силлиманитовая; 2 - дистеновая; 3 - гранатовая; 4 - биотитовая; 5 - хлоритовая.

«столь обычных для контактовых ореолов и замечательным образом отсутствующих в нормальных кристаллических сланцах... Их появление здесь, - пишет А. Харкер, - мы можем отнести только за счет резкого снижения интенсивности стресса во время создавшего их метаморфизма (с. 232-233). Для высоких степеней метаморфизма здесь характерны разнообразные андалузитовые и кордиеритовые кристаллические сланцы и гнейсы с силлиманитом, местами с гранатом, «часто

грубозернистые и резко полосчатые» (с. 235). Позже Х.Рид (1952) назвал этот тип метаморфической зональности Бачанским (в другой транскрипции - Бахенский), для которого характерна более высокая температура метаморфизма в сравнении с типом Барроу. Еще позже Ф.Тернер (128, с. 333-334), исходя из особенностей минерального состава этих пород, стал относить их к фации роговобманковых роговиков, характерных для внутренних зон контактовых ореолов и расположенных в непосредственной близости к гранитам и гранодиоритам, но имеющих региональное распространение. На составленной им гипотетической диаграмме РТ-условий прогрессивного метаморфизма (с. 394) поле пород Бачанского типа показано в пограничной зоне между полями «обыкновенного регионального метаморфизма (тип Барроу) и «нормальных» контактовых роговиков (тип Ориярви).

В монографии, изданной под научной редакцией В.С.Соболева (34), породы северо-восточной части Шотландского Нагорья рассматриваются в группе фаций регионального метаморфизма умеренных давлений и выделяются под названием андалузит-силлиманитовых зональных комплексов. В этой работе приводится составленная Г.А.Чиннером (157) и несколько модифицированная авторами указанной монографии карта-схема метаморфической зональности, на которой в контурах куполовидного поднятия «Банфф-Бахен-Абердин» отражена довольно сложная (мозаичная) картина распределения метаморфических зон и зон распространения различных модификаций Al_2SiO_5 (Рис. 4)

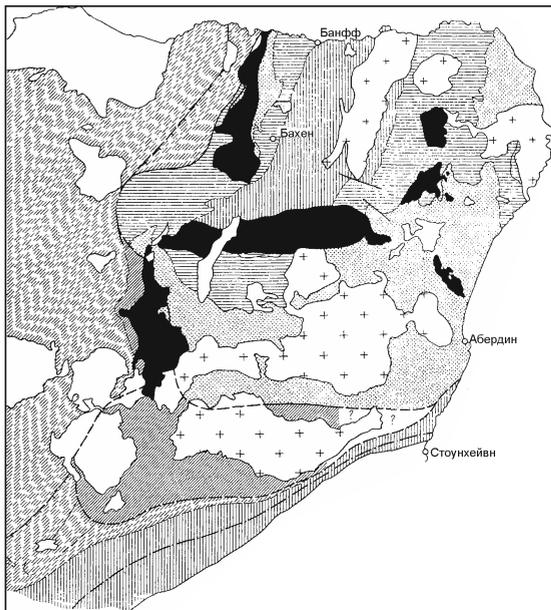


Рис. 4. Метаморфическая зональность в северо-восточной части Шотландского Нагорья (Н.Л. Добрецов и др., 1972)

1 - хлоритовая, биотитовая, гранатовая зоны с различными модификациями Al_2SiO_5 : а - дистеновая, б — андалузитовая, в - дистен-силлиманитовая, г - андалузит-силлиманитовая; 3 - границы: а - распространения серии Далрадиан, б - купола Банф-Бахен-Абердин, в - метаморфические зоны; 4 - габбро, 5 - граниты, 6 - красноватые песчаники девона.

На этой карте показаны выделенные Г. Чиннером (157) биотитовая, андалузитовая (андалузит-кордиеритовая) и силлиманитовая (андалузит-силлиманитовая) «нечеткие зоны». Андалузитовая зона представлена кристаллическими сланцами, силлиманитовая - разнообразными гнейсами, в том числе мигматитовыми («от тонкополосчатых до массивных гранито-гнейсов гранодиоритового состава», с. 135).

Комментируя геологическую ситуацию в Шотландском Нагорье авторы указанной монографии пишут, что многие исследователи района подчеркивают сложность её метаморфической истории: «наличие двух или трех фаз метаморфизма в разных соотношениях с тектоническими движениями». И что большинство исследователей в настоящее время сходится во мнении, что зональный метаморфизм типа Барроу здесь «синтектонический, а «слабозональный» метаморфизм района Банфф-Бахен-Абердин, «несколько более поздний» и «посттектонический». Но несмотря на это, в свете изложенного фактического материала нам представляется более близким к истине основное положение А.Харкера, что минеральная и текстурно-структурная специфика пород того и другого типов метаморфизма находятся в тесной связи с особенностями строения разных частей, но в целом едино развивавшейся геологической структуры. Рис. 3 отчетливо отражает концентрический характер метаморфической зональности южной части этой структуры. По своему рисунку метаморфическая зональность здесь напоминает периклиналь антиклинальной складки, погружающейся к югу, сводовая часть которой раскрывается в северном направлении. Только в данном случае структура воспринимается как термальная. В отличие от этой «периклинали», севернее, в купольной части структуры выделение зон метаморфизма становится «более проблематичным», а мозаичный характер расположения их в плоскости эрозионного среза более напоминает формы неправильных блоков ранее единого целого. То, что эта часть структуры

действительно имеет блоковое строение особенно хорошо видно на геологической карте Х. Рида 1952 года, которая охватывает центральную часть купола «Банфф-Бахен-Абердин» (Рис. 5) и на которой, как пишет Р. Мейсон, «отражены в основном структурные, а не минеральные изменения пелитовых пород» (71, с.37).

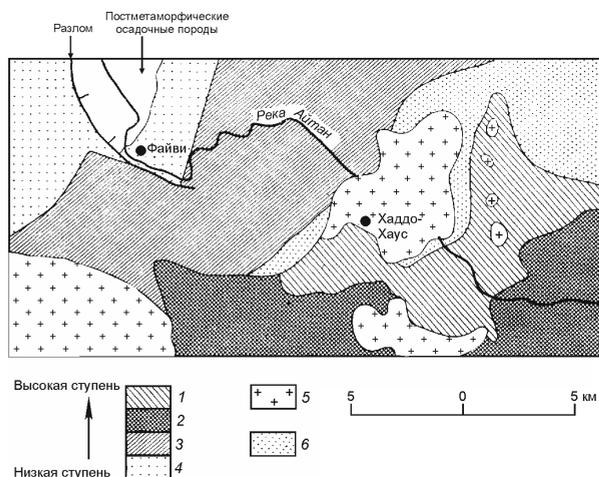


Рис. 5. Карта метаморфизма долины р. Айтан, Абердин (Мейсон, 1981; на рис. 6 - участок между массивами габбро Хаддо, Инш и Белхелви).

В порядке уменьшения метаморфизма: 1 - мигматитовые гнейсы; 2 - кордиерит-силлиманитовые гнейсы; 3 - кристаллические сланцы; 4 - глинистые сланцы; 5 - граниты; 6 - кварциты.

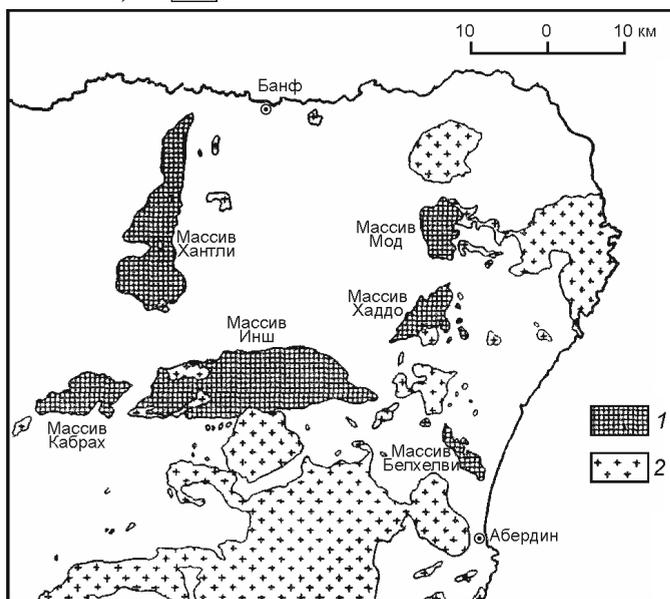


Рис. 6. Каледонские габбро и граниты северо-востока Шотландии (Э. Раген, 1972):

1 - габбро, 2 - граниты.

Из приведенных наблюдений следует, что метаморфизм в купольной части структуры, в отличие от её южной части (рис.3) развивался в условиях массового разрушения пород кровли гранитов, что обычно характеризует сводовые части тектоно-магматических поднятий. Неправильная,

с угловатыми очертаниями форма разных по размерам и часто сближенных выходов гранитов в эрозионном срезе этой части структуры, с обилием между ними еще более мелких выходов, что особенно хорошо отражено на геологической карте этого района (рис. 6), опубликованной Х. Ридом и А. Мак-Грегору в 1948 году, указывает на существование на глубине крупного гранитоидного плутона. Поэтому можно достаточно уверенно предположить, что не метаморфизм разных тектоно-магматических этапов (син- и посттектонический), а своеобразие проявления одного и того же процесса метаморфизма в разных частях едино развивавшейся

геологической структуры могло быть действительной причиной возникновения метаморфических комплексов столь разного типа.

Дж. Саттон (1963), изучавший особенности развития структур в Шотландском Нагорье, писал: «Метаморфизм типа Бахен возрастает в направлении кульминации термальной антиклинали. Изограды изгибаются и в Банффшире; они, по-видимому, испытывают слабое погружение на северо-восток. Путем сопоставления данных по метаморфизму района Бахен с данными Кеннеди по метаморфизму юго-западной части того же района, установлено, что зоны метаморфизма Барроу резко выражены там, где сильно метаморфизованные гнейсы залегают глубоко и термальный градиент был предположительно крутым, а зоны метаморфизма Бахен - там, где гнейсы залегают высоко и, следовательно, термальный градиент был необычайно крутым» (111, с. 440). Он полагал, что «в верхней части складчатого пояса, для которой характерен метаморфизм типа Бахен, движения закончились до завершения процесса метаморфизма, в то же время на глубине развивался синтетектонический метаморфизм типа Барроу» (с. 441).

Сопоставляя карту метаморфической зональности купола «Банфф-Бахен-Абердин» (Рис. 4) со схемой распределения изобар и изотерм метаморфического процесса на той же площади по данным Г.А.Чиннера (157, Рис. 7), увидим следующее.

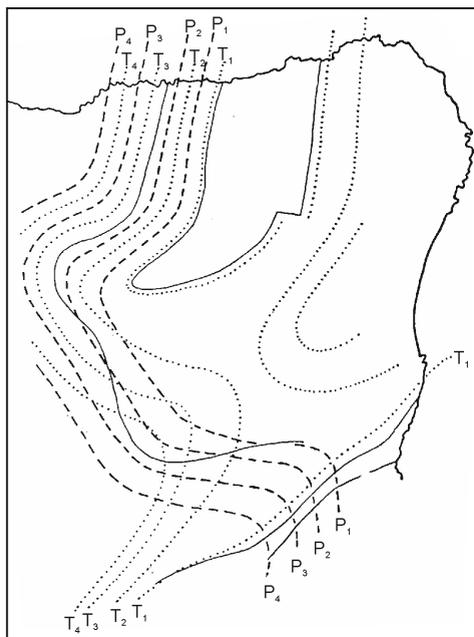


Рис. 7

В западной части купола наблюдается хорошо выраженное гармоничное сочетание изотерм и изобар, что указывает на нормальный ход развития как структуры, так и метаморфизма. Но в области южного погружения, где купол термальной антиклинали переходит в периклиналь, изотермы круто пересекаются с изобарами. Этот факт и следует рассматривать как результат обрушения кровли в сводовой части купола, что и вызвало резкую смену метаморфизма высокого флюидного давления (тип Барроу, не менее 7 Кбар) на метаморфизм низкого давления (тип Бахена, 3,5-2,5 Кбар). Объяснить такую большую разницу в давлениях различной глубиной залегания пород в данном случае невозможно. Метаморфизм того и друго-

го типа развивался в породах одной и той же толщи глинистых сланцев верхней части серии Далредий, мощность которой 3-4 км (84, 111). Минимально возможное различие в давлениях при метаморфизме того и другого типа (как следует из приведенных выше цифр) не менее 3.0-3,5 кбар, что соответствует высоте стол-

ба нагрузки порядка 10 км. Поэтому причина более низкого флюидного давления при метаморфизме в куполе «Банфф-Бахен-Абердин» должна быть иной. Понять её помогают результаты исследования метаморфических пород графства Голуэй округа Коннемара (Западная Ирландия).

6. На Рис. 8 представлена геологическая карта массива гранитов графства Голуэй и ассоциированного с ним зонального комплекса кристаллических сланцев и гнейсов, образовавшихся по породам той же далрадианской серии, простирающейся сюда из Юго-Западной Шотландии. В порядке приближения к массиву гранитов здесь выделены зоны: низкой степени метаморфизма, ставролитовая, силлиманитовая и мигматитовая.

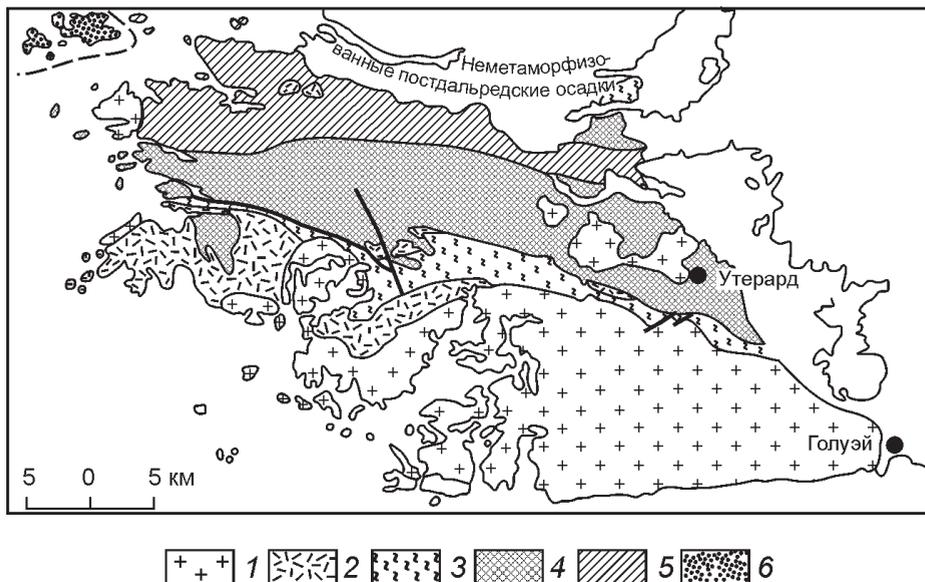


Рис. 8 Геологическая карта округа Коннемара, западная Ирландия (Мейсон, 1981): 1 - постметаморфические граниты; 2 - разбитые на блоки синметаморфические основные-ультроосновные интрузивы; метаморфической породы группы Дальред; 3 - мигматиты Коннемара, 4 - силлиманитовая зона, 5 - ставролитовая зона, 6 - низкая степень метаморфизма.

Исследованиями под микроскопом кристаллических сланцев силлиманитовой зоны (Р. Мейсон, 1981) было установлено, что силлиманит является членом равновесной минеральной ассоциации, о чем свидетельствует «его обилие и длительность роста в ходе развития структуры сланца» (71, с.149). Рост продолжался и после окончания кристаллизации биотита и кордиерита. В целом минеральная ассоциация этих сланцев, как пишет Р. Мейсон, напоминает минеральную ассоциацию высокотемпературных роговиков в ореоле гранитного массива Скиддо, в графстве Камбрия, Англия (там же, с. 69-76), с той лишь разницей, что силикат глинозема здесь представлен силлиманитом, а там андалузитом. Диаграмма АФМ (Рис. 9) дает представление о составе минеральной ассоциации роговиков внутренней зоны контактового ореола Скиддо. Комментируя её, Р. Мейсон пишет: «первым из метаморфических минералов в роговиках,

образовавшихся по аспидным сланцам, кристаллизуется биотит и немного позже, почти на той же ступени метаморфизма, кордиерит и андалузит». В андалузит-кордиеритовых роговиках из внутренней зоны ореола Скиддо «по субпараллельной ориентировке чешуек биотита, мусковита и графита все еще можно различить реликтовый кливаж сланцеватости. В кордиерите включения мусковита и биотита отсутствуют, но сохранились расположенные линейно включения графита и других непрозрачных зерен. Это указывает на то, что кордиерит кристаллизовался после того, как порода была рассланцована... В некоторых редких породах в зоне высокой ступени метаморфизма был описан гранат» (71, с. 74).

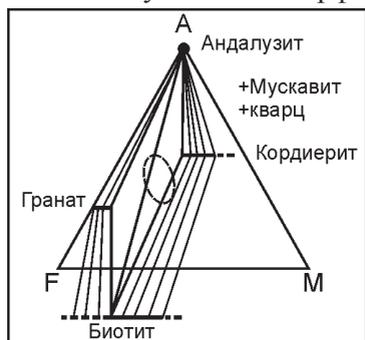


Рис. 9. Минеральные ассоциации роговиков внутренней зоны контактового ореола Скиддо. Поле составов пород ореола оконтурено пунктиром.

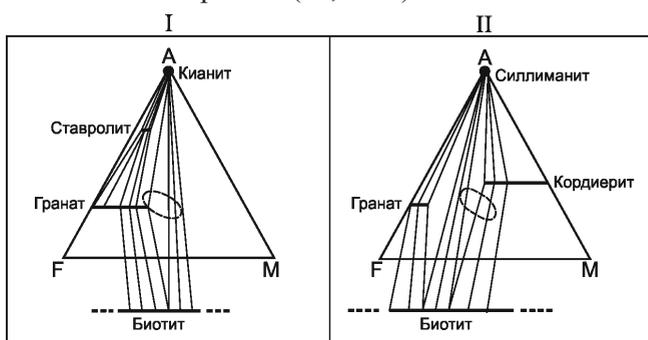


Рис. 10. Диаграммы, иллюстрирующие различие между ранними (I) и поздними (II) ассоциациями пелитовых пород графства Голуэй. Оконтурена область составов пород (Мейсон, 1981).

В метапелитовых породах Графства Голуэй, в отличие от ореола Скиддо, гранат перешел в ассоциацию «кордиерит, силлиманит, биотит и кварц» и представляет собой реликт, сохранившийся от более ранней стадии метаморфизма. В качестве реликтовых минералов в ассоциации с ними отмечаются также ставролит, кианит и андалузит.

На Рис. 10 представлены AFM-диаграммы, которые иллюстрируют различие между ранними и поздними минеральными ассоциациями метапелитовых пород графства Голуэй. Они «четко намечают переход от метаморфогенных ассоциаций, характерных для зон Барруа, к минеральным ассоциациям, напоминающим ассоциации контактового ореола Скиддо» (71, с. 151) и минеральные ассоциации Бахенского типа в Шотландии (с. 152).

В развитии сланцеватости пород метаморфического комплекса графства Голуэй были установлены четыре эпизода деформаций и последовательность роста метаморфогенных минералов. Выяснилось, что ставролит, кианит и гранат росли в течение эпизода деформации Д-2 или между Д-2 и Д-3, тогда как андалузит, силлиманит и кордиерит росли позже, между Д-2 и Д-3 или во время Д-3. На Рис. 11-А показаны поля устойчивости типовых минералов ранней и поздней фаз метаморфизма и возможные при этом геотермические градиенты. С учетом того, что метаморфизм типа Барроу в данном случае непосредственно предшествовал

развитию метаморфизма Бахенского типа, на общей для них диаграмме (Рис. 11-Б), составленной для пород силлиманитовой зоны (в которых и наблюдались реликты минералов ранней ассоциации) были показаны изменения температуры и давления во времени. На этой диаграмме видно, что температура метаморфизма (штрих) сначала поднималась почти строго параллельно росту флюидного давления. Но после эпизода деформации Д-2, когда давление резко упало, температура метаморфизма, стала расти быстрее и пик её оказался смещенным, по отношению к пику давления, с максимумом в эпизоде деформации Д-3. После этого температура метаморфизма вновь стала снижаться параллельно линии давления.

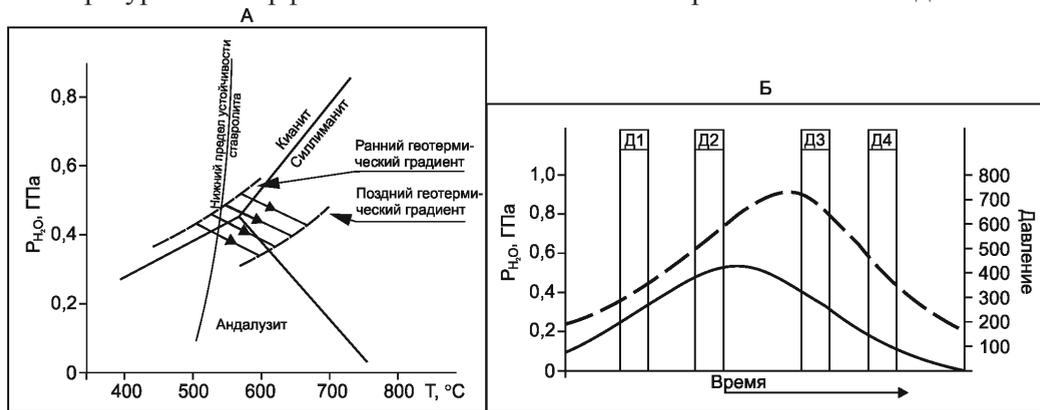
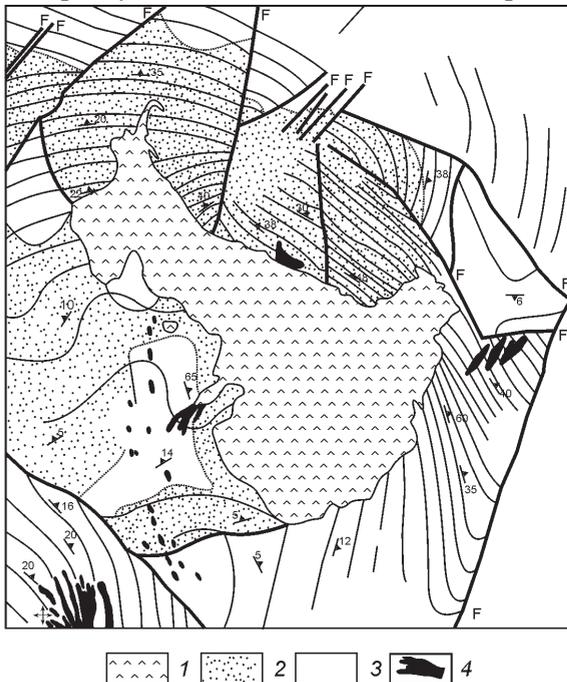


Рис. 11. А - ранний и поздний геотермические градиенты (стрелками показаны возможные пути изменения температуры и давления); Б - изменения температуры и давления во времени (силлиманитовая зона); Д 1-4 - эпизоды деформаций.

Описанная Р. Мейсоном смена минеральных ассоциаций наблюдалась в шлифах изначально одних и тех же пород одной и той же толщи. А это значит, что происходила она в условиях одного и того же литостатического давления, совпадая во времени с разными эпизодами деформации. В этом мы видим подтверждение того, что и смена метаморфизма высокого флюидного давления (тип Барроу) на метаморфизм низкого флюидного давления (тип Бахен) в Северо-Восточной Шотландии была вызвана той же причиной: разного характера деформациями пород, происходившими в сводовой части тектоно-магматического поднятия и его периклинали. Очевидно, той же причиной следует объяснять и то, что температуры нормального контактового метаморфизма всегда выше в сравнении с региональным. Существенным дополнительным источником тепла (к теплу нормального термального градиента) как при контактовом, так и при региональном метаморфизме, одинаково является тепло поднимающихся из глубин Земли флюидотермальных потоков. Разрушение кровли сводовых частей растущих магматических куполов при достижении ими условий $P_{фл} > P_{лит}$ должно было непременно усиливать ток флюидов по возникающим трещинам раскола, тем самым повышая и температуру среды. Уже давно было замечено (см. примечания В.Н. Лодочникова к «Описательной петрографии» Г. Розеенбуша, с. 560), что ширина контактового ореола гранитоидных плутонов резко возрастает там, где породы были разбиты трещинами.

Именно наблюдения, указывающие на разрушение пород кровли гранитоидных штоков горы Аскутней (шт. Вермонт, США), послужили для Р. А. Дэли отправной точкой в разработке им знаменитой в свое время гипотезы «интрузии гранитной магмы путем обрушения кровли». И эта гипотеза уже тогда, независимо от Р. А. Дэли, как говорится, стучалась во все двери. Вот как пишет об этом сам Р. А. Дэли: «Много лет я пытался добиться объяснения способа интрузии этих тел, и только в 1902 году мне удалось построить приемлимую гипотезу на основании массы фактов, собранных во время этой полевой работы и почерпнутых из литературы по плутонической геологии. Тогда я впервые признал принцип «обрушения кровли» и книга «The Geology of Askutney Mountain», содержащая краткое изложение этой гипотезы, была опубликована в 1903 году. В поисках других доказательств справедливости гипотезы было обнаружено, что основная идея её была независимо высказана Lawson (1896) и Goodchild (1892), хотя ни тот, ни другой не привели никаких доказательств ни за, ни против неё. Тем временем Barrell, опять-таки независимо, признавал такой же процесс в батолите в Марисвилле в Монтане, но не публиковал своих результатов до 1907 года. Еще позднее (1911 г.) вышло посмертное издание великолепной работы N.V. Ussing по геологии района Юлианнехааб в Гренландии, содержащее указание, что автор этого сочинения еще в 1900 году, во время работы в Гренландии, также принимал гипотезу обрушения кровли» (35 с. 52). В этой своей работе Р.А. Дэли приводит составленную И. Бареллем карту кварц-диоритового штока Марисвиле (шт. Монтана), как характерный пример тех особенностей залегания вмещающих пород в контакте с гранитами, которые указывают на замещение их гранитной магмой в условиях обрушения



кровли плутона. Точно такая же картина залегания вмещающих пород была реконструирована и нами в обрамлении Каркарлинского плутона (см. 99, с. 15, рис.5; с. 84, рис.23).

Строго говоря, с той или иной выразительностью такая картина вообще характерна для

Рис. 12. Карта кварц-дiorитового штока (птички) в Марисвилле:

1 – кварцевый диорит; 2 - сланцы, 3 - известняки, 4 - диорит; F - сбросы. «Контакты с магматической породой идут крест простирания, замещение осадков очевидно. Промежутки между линиями простирания - 250 ф, масштаб 1:62 000» (И. Барелл, 1907)».

всех ореолов «нормального» контактового метаморфизма, включая и первый объект классического описания Г. Розенбушем зон метаморфизма вокруг штоков гранитов Барр-Андлау и Хохвальд в Эльзас-Лотарингии. К сожалению, последующая судьба «гипотезы обрушения кровли», в основе своей убедительно обоснованная геологическими наблюдениями, в дальнейшем сложилась крайне неудачно, в чем был виноват и сам Р. А. Дэли, когда стал развивать свою

ошибочную идею о возникновении гранитной магмы в результате ассимиляции пород континентальной коры понимающейся из глубин Земли базальтоидной магмой.

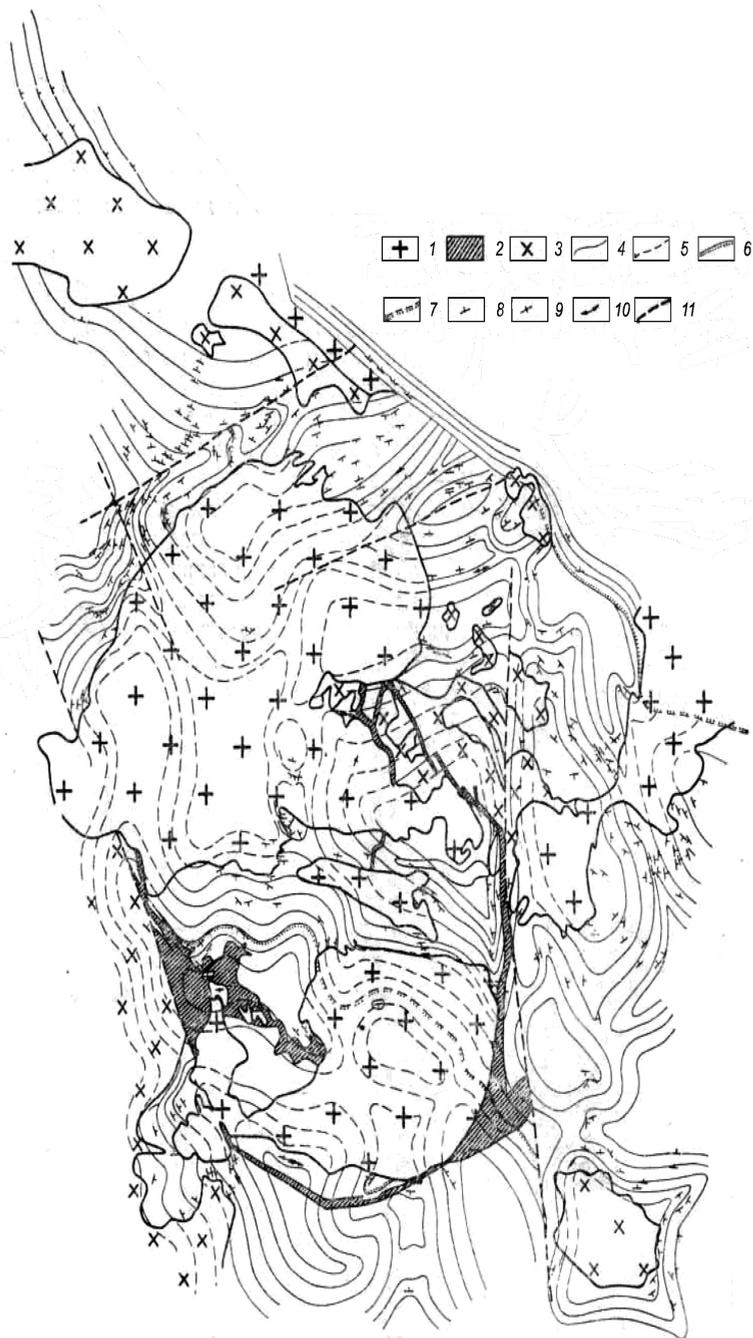


Рис. 13. Каркаралинский плутон:

1 - Биотитовые и аляскитовые граниты; 2 - субщелочные гранитоиды; 3 - кварцевые диориты и гранодиориты; 4, 5 - залегание вмещающих осадочных (4) и вулканогенных (5) пород с интерпретацией их бывшего положения на месте плутона; 6, 7 - граница стратиграфического несогласия; 8 - падение слоистости вмещающих пород; 9 - вертикальное залегание слоев; 10 - сланцеватость; 11 - сбросы.

7. Породы северо-восточной части Шотландского Нагорья авторы монографии, изданной под научной редакцией академика В.С. Соболева (34), рассматривают в составе группы зональных андалузит-силлиманитовых комплексов регионального метаморфизма. Авторами дается краткое описание нескольких комплексов из разных частей мира. Общим для всех этих «комплексов» является концентрическое расположение зон кристаллических сланцев и гнейсов вокруг выходов гранитов. На Рис. 14 представлена заимствованная нами из указанной монографии геологическая карта массива Бозост (Центральные Пиренеи), которая дает достаточно типичный и вместе с тем, особенно характерный пример некоторых специфических черт зонального строения указанных комплексов. Важнейшей из них является отчетливо выраженная гармония в очертаниях изоград метаморфизма и контуров тел гранитов.

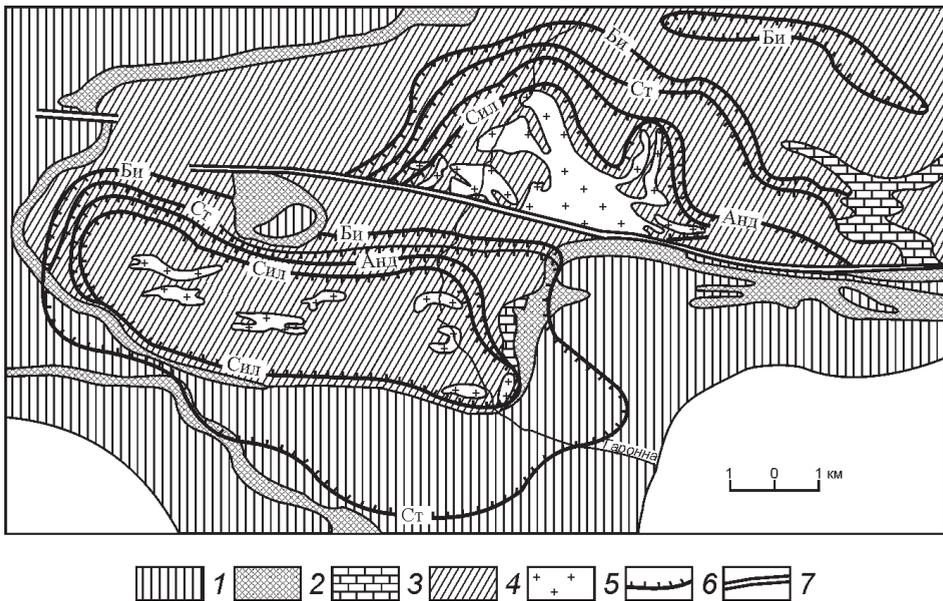


Рис. 14 Геологическая карта массива Бозост (Zwart, 1962):

1 - девонские сланцы и известняки; 2- глинистые сланцы силура; 3 - известняки верхнего девона; 4 - филлиты и сланцы кембро-ордовика; 5 - граниты и пегматиты; 6 - изограды; 7 - зоны разлома .

В массиве Бозост это особенно хорошо видно в верхней части рисунка, где показан самый крупный выход гранитов (примерно 5х3 км). А в нижней части карты примерно такую же площадь (около 8х2 км) очерчивают изограды метаморфизма вокруг группы небольших выходов гранитов. Эта группа отделена от верхнего гранитно-метаморфического купола разломом и представляет собой, судя по площади выходов, очевидно такой же купол, но вскрытый эрозией на меньшую глубину. Уже только из одного этого факта - столь органичного сочетания зон метаморфизма с контурами магматических тел, образование зональных метаморфических комплексов данного типа следует рассма-

тривать в прямой генетической связи с рождением здесь гранитной магмы, о чем, в сущности, пишут и геологи, ранее изучавшие этот комплекс. Цитируем: «наблюдающиеся в высокотемпературной зоне тела гранитов и пегматитов сопровождаются явлениями мигматизации и, скорее всего, представляют собой анатектические образования» (с.140).

Для целей нашей работы интересен и другой комплекс, района Бёрк (рис. 15), который в указанной монографии приводится также как типовой пример зонального метаморфического комплекса андалузит-силлиманитового типа. Находящиеся в ассоциации с метаморфическим комплексом граниты обнажены здесь тремя небольшими очень неправильной, грубо-изометричной формы массивами, которые также представляют собой, скорее всего, выходы на поверхность небольших куполов скрытого на глубине единого плутона.

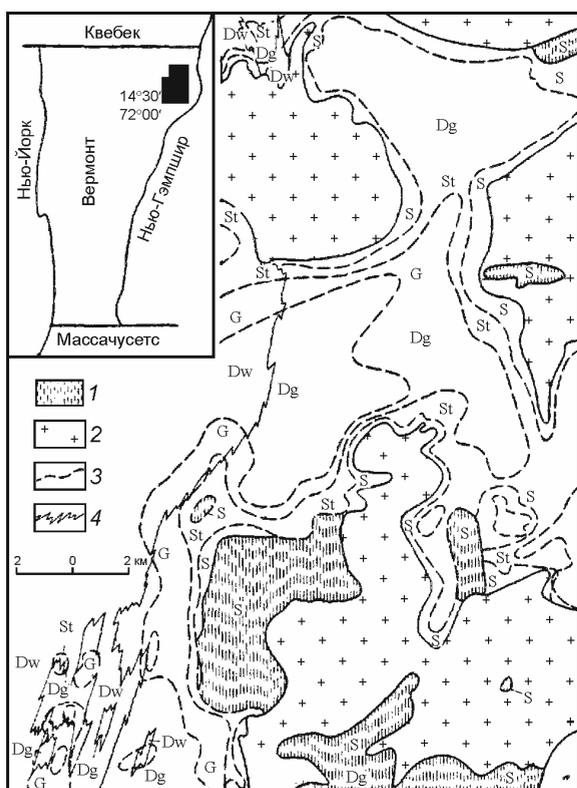


Рис.15. Метаморфическая зональность района Бёрк, Северо-Восточный Вермонт (Woodland, 1963):

1 - роговики, 2 - граниты, 3 - изограды (индексы минералов со стороны более высокотемпературных зон), 4 - стратиграфические границы.

На карте метаморфической зональности комплекса Бёрк видно, что породы регионально-метаморфизма силлиманитовой зоны в контакте с гранитами местами сменяются роговиками, причем той же силлиманитовой фации. Но не всюду и в разных куполах по-разному. Особенно много роговиков в контакте с гранитами южного купола. Роговики пронизаны здесь гранитами и разобщены ими на отдельные

неправильной формы блоки, то очень крупные - в несколько квадратных километров, то небольшие, имеющие вид останцов и ксенолитов в граните. В целом же, все они несомненно представляют собой реликты ранее единой массы роговиков, примыкавшей к гранитам купола. Важно и то, что «появление здесь одновременно также и дистена показывает на предельные давления, характерные для зональности такого типа», - пишут авторы монографии (34, с. 146). Контакт роговиков с породами силлиманитовой зоны регионально-метаморфизма местами показан на карте секущим. Линия контакта в этих местах

пересекает линию изограды «силлиманит-ставролит». Все эти наблюдения геологов показывают, что переход от регионального метаморфизма к контактовому происходил здесь на высокой степени метаморфизма. Но, также, как и в куполе «Баннфф-Бахен-Абердин», в условиях разрушения кровли сводовой части магматического купола, которое происходило здесь в разных куполах автономно и с разной силой. Метаморфический комплекс Бёрк, таким образом, дает пример того, что региональный метаморфизм может сменяться «нормальным контактовым» даже на самых высоких ступенях его развития, но и тогда в условиях разрушения кровли магматического купола. В целом пример комплекса Бёрк еще раз показывает, что «обыкновенный региональный», «нормальный контактовый» и так называемый «плутонометаморфизм» не должны рассматриваться как независимые, генетически не связанные друг с другом геологические явления, как это нередко считается (105, с.13-14). В сущности, все они являются результатом одного и того же процесса прогрессивного метаморфизма, но только со своей спецификой в меняющихся геологических условиях в связи с распространением его вверх, ближе к дневной поверхности.

Концентрическое расположение зон кристаллических сланцев и гнейсов вокруг куполов гранитов свидетельствует об образовании их в условиях бокового давления со стороны разрастающегося магматического тела. Но доказательства бокового давления на вмещающие породы со стороны магматического тела имеются также и для ореолов развития нормального контактового метаморфизма, что мы видим на примере Магнитогорского плутона. Только давление со стороны разраставшихся магматических куполов выразилось там не в развитии кристаллизационной сланцеватости во вмещающих породах (что привело А.Н.Заварицкого при исследовании Магнитогорского плутона даже к ошибочному заключению о полном отсутствии в этом районе проявлений регионального метаморфизма; 39, с. 25), а вело к возникновению в толщах вмещающих пород контактового ореола магматического тела складок второго и третьего порядка, которые осложняли основную, вмещающую плутон брахиантиклиналь (см. ч. 4)

Рассматривая общие принципы регионального метаморфизма, А.Харкер писал: «Нагреваясь, породы увеличиваются в объеме. Для сравнительно неглубоких горизонтов земной коры это приращение объема может быть направлено только в сторону дневной поверхности. То же самое мы будем иметь и на больших глубинах до тех пор, пока породы не утратят своей жесткости под влиянием высоких температур... В верхней части земной оболочки, подвергающейся, следовательно, огромному по величине давлению, разовьются соответственно мощные напряжения стресса. Они-то в соединении с высокой температурой и являются наиболее существенными факторами регионального метаморфизма. Естественно, что его почти всегда сопровождают складчатые дислокации особого типа, ведущие к наилучшей компенсации стрессовых напряжений» (141, с. 179-180). Такое заключение А. Харкера в свете современных знаний

нуждаются в уточнении. Сейчас уже ясно, что прогрессирующее развитие как регионального, так и контактового метаморфизма существенно обусловлено идущими из мантии Земли тепловыми флюидопотоками. А боковое давление на вмещающие породы со стороны возникающего внутрикорового очага гранитной магмы усиливается не только нагревом их, но и увеличением объема магмы, в сравнении с объемом замещаемых ею пород, за счет привноса в очаг магмаобразования глубинными флюидами дополнительных веществ. К примеру, в Каркаралинском плутоне, по нашим расчетам (99, с.175), увеличение объема магмы по этой причине составило: на этапах образования кварцевых диоритов и гранодиоритов -3,6; биотитовых гранитов – 7,3, а аляскитовых гранитов - 11%. И, соответственно, с каждым новым этапом магмаобразования все более возрастала высота куполов над главным телом плутона. (там же, с.153).

8. На тесную связь некоторого типа складок с процессом формирования гранитоидных плутонов уже давно обратили внимание тектонисты. М.М.Тетяев (1941), один из основоположников советской школы тектонистов, принимая как факт, что «локализация интрузий гранитов происходит путем замещения магмой вмещающих пород», писал: «Мы видели, что гранитные интрузии поглощают, уничтожают и становятся на место тех структур, среди которых они размещаются. Отсюда не следует делать неправильный вывод, что интрузии появляются после складчатости.... Если интрузии съедают части складок или складчатого комплекса, это не значит, что они образовались после создания этих складок... Это показывает, что для индивидуальных проявлений общая закономерность складчатости не выдерживается и интрузивные тела проявляют известную самостоятельность» (130, с. 287-288). В.В.Белюсов (1954), рассматривая взаимоотношение гранитов с вмещающими породами в наиболее представительном классе гранитоидных плутонов, в батолитах, также писал: «Отсутствие следов ориентированного течения показывает, что кристаллизация происходила после прекращения движения материала. Но существуют ясные признаки того, что само размещение интрузии во вмещающих породах происходило одновременно с их движением, с их складчатой деформацией. Об этом свидетельствует то, что батолиты описываемого класса, хотя и представляют собой секущие тела и режут складчатую структуру, по своей форме и положению находятся в близкой зависимости от той же складчатости» (15, с. 483).

Большое внимание вопросам связи гранитоидного магматизма с тектоникой уделял М.А.Усов. Изучая в южной части горного обрамления Кузбасса каледонскую Тельбесскую гранитоидную интрузию с сопровождающим её ореолом амфиболовых роговиков (1926-1927 гг.) и обобщая затем результаты этих и более поздних своих исследований (1935 г.), он пришел к следующим выводам. Основной причиной рождения гранитной магмы в земной коре являются тангенциальные тектонические движения. Но ближайшей причиной её интрузии - радиальные дислокации, «в частности - дизъюнктивы... Можно утверждать,- пишет он,- что трещины расширения подготавливаются в предыду-

щие фазы сжатия, когда образуются взбросовые трещины, зоны раздробления и сланцеватость... Мы знаем, что в жесткой земной коре проявляется складчатость с образованием пологих волн, оси которых изгибаются в вертикальном направлении. В местах поднятия, воздымания осей проявляется растяжение... и здесь образуются радиальные трещины, сопровождающиеся сбросами», что иллюстрируется им схемой-рисунком продольного сечения складки-волны с поперечными трещинами растяжения, по которым происходят сбросы и поднимается магма (133, с.27-28). Характеризуя на примере Тельбесской гранитоидной интрузии радиальные дислокации, в генетической связи с которыми осуществляется поднятие интрузивной магмы, он пишет, что Г. Клоос (1916г.) «также зарегистрировал ряд подобных оригинальных тектонических форм, объяснив их, как результат повторных сбросов по близко проходящим и вообще пересекающимся трещинам. Но я думаю, что трещины, выкроившие тот или другой клин в Телбесском районе, образовались одновременно, при опускании окружающей части района» (133, с. 48). Таким образом, если для М.А.Усова образование радиальных трещин в кровле плутонов связано с местным поднятием гранитной магмы, то Г.Клоос объясняет их как результат повторных региональных тектонических подвижек, в связи с которыми происходили новые интрузии магмы и новый метаморфизм, что, возможно, и послужило в дальнейшем основанием для выделения особого класса «пост-тектонических» гранитов и метаморфических комплексов, к которому, на наш взгляд, ошибочно относят граниты и комплекс пород регионально-контактового метаморфизма Северо-Восточной Шотландии.

Интересен также пример широко известного Рудногорского батолита. По расположению отдельных выходов гранитов на дневную поверхность отчетливо определяется его общее северо-западное простирание. Вместе с тем комплексное геолого-геофизическое картирование поверхности плутона (166) показало, что «купола и гребни его апикальной части имеют совсем иное, часто поперечное к нему простирание». А это означает, - заметил Ф.Н. Шахов, - что на завершающем этапе формирования магматической камеры плутона в кровле растущих куполов возникали новые разрывные структуры (151, с. 123). На этих примерах хорошо видно, что при вскрытии эрозией на разную глубину, выходящие на дневную поверхность гранитоидные плутоны могут отражать самые разные ситуации в развитии в одного и того же геологического процесса. И в этом отношении особенно показательны результаты исследований В.М.Гольдшмидта в Южной Норвегии (1920), где в округе Ставангер в масштабе 1:100 000 им были закартированы многочисленные выходы каледонских гранитоидов (трондъемиты, адамеллиты, граниты) с зонами нарастающей интенсивности метаморфизма вмещающих пород кембро-силурийской сланцевой толщи и высказан ряд новых для того времени заключений.

9. Для округа Ставангер, как и для каледонид Южной Норвегии в целом, В.М. Гольдшмидт установил следующую последовательность образования зон

метаморфизма: 1. Кварц-мусковит-хлоритовые филлиты; 2. Кварц-мусковит-биотитовые-сланцы; 3. Гранат-слюдистые сланцы; 4. Альбит-порфиروبластовые сланцы и их разновидности с калиевым полевым шпатом; 5. Гнейсы. Вот как характеризует он (в нашем изложении) метаморфизм сланцев на высоких ступенях его развития, вблизи контакта с гранитами. В альбит-порфиروبластовых слюдистых сланцах калиевый полевой шпат встречается редко. Несколько позже в сланцах наряду с порфиробластами альбита появляется много калиевого полевого шпата (микрпертит, микроклин). С увеличением содержания полевых шпатов повышается основность плагиоклаза, совместно с альбитом наблюдаются альбит-олигоклаз и олигоклаз. Когда кварц, полевые шпаты и биотит становятся главными компонентами, порода приобретает облик гнейса. Среди них выделяются «полосчатые гнейсы», в которых «полоски метаморфических сланцев перемежаются с полосками интрузивных пород», и «прожилковые гнейсы», где магматическая часть имеет вид «жилок интрузивного материала в сланцах». Последние В. М. Гольдшмидт называет инъекционными гнейсами, хотя по его же описаниям их можно рассматривать и как мигматиты. По заключению В.М.Гольдшмидта, «первое видимое усиление метаморфизма в связи с развитием каледонского интрузивного магматизма выражается в появлении в сланцах граната, который получает широкое распространение уже в зоне кварц-мусковит-биотитовых и гранатовых филлитов» (с. 45-48). Сравнивая «инъекционный метаморфизм» округа Ставангер с контактовым метаморфизмом грабена Осло, он пишет: «Минеральный состав контактовых пород Ставангера очень близок составу пород регионального метаморфизма и отличается от пород нормального контактового метаморфизма... Являясь контактовым метаморфизмом в физическом толковании, он должен рассматриваться как метаморфизм региональный» (163, с. 141). На Рис. 16 представлена вырезка из юго-западной части карты В.М.Гольдшмидта (район фиорда Маистра), которая хорошо иллюстрирует некоторые чрезвычайно важные, на наш взгляд, особенности описываемых им соотношений гранитов с породами метаморфического комплекса.

На карте видно, что на северо-восточной стороне фиорда граниты обнажены крупным массивом в «зеленых сланцах» кварц-мусковит-хлоритовой зоны, а на юго-западной - небольшими телами в окружении пород высокотемпературной полевошпатовой фации зоны гранатовых сланцев. Контакты северо-восточного массива гранитов со сланцами, по заключению Гольдшмидта, интрузивные. На карте в узкой зоне экзоконтакта в большом количестве показаны жилообразные тела гранитов и трондjemитов, которые, как и граниты массива, секут «зеленые» сланцы низкой ступени метаморфизма, что свидетельствует о внедрении магмы в толщу «зеленых сланцев» по зонам расколов. Но в непосредственном контакте с гранитами массива обнаруживается, что кварц-мусковит-хлоритовые сланцы местами переходят в биотит-содержащие разновидности, а несколько далее, к югу от него, в поле зеленых сланцев черной

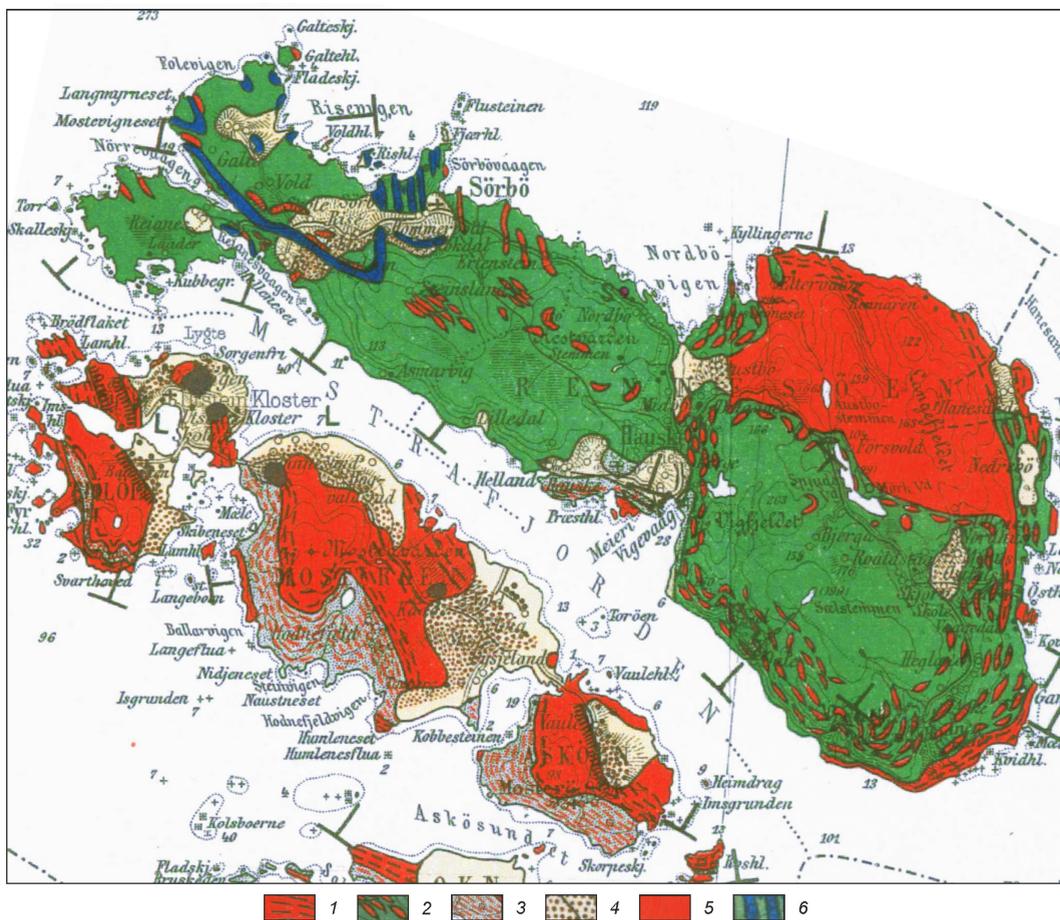


Рис. 16. Геологическая карта района фиорда Мастра, Южная Норвегия, масштаб 1 : 100 000 (V. M. Goldschmidt, 1921):

1 - инъекционные гнейсы; 2 - зеленые сланцы с многочисленными жилами гранитов или трондjemитов; 3 - альбитпорфиробластовые сланцы, как фация филлитов, с многочисленными жилами гранитов или трондjemитов; 4 - гранатовые фации филлитов; 5 - трондjemиты, адамеллиты, граниты; 6 - они же в дайко- и жилообразной форме среди вмещающих пород.

штриховкой на карте показаны обширные участки уже гранат-содержащих и гранат-слюдистых филлитов, которые, как пишет В.М.Гольдшмидт, «могут служить обозначением контактовых зон гранитов» (с. 48). Если принять во внимание все эти наблюдения, то можно предположить, что перемещения магмы здесь, при формировании магматического очага плутона, происходили на небольшие расстояния и совершались они в ходе продолжающегося развития регионального метаморфизма, на что указывает дальнейшее нарастание интенсивности метаморфизма с развитием в кварц-мусковит-хлоритовых сланцах сначала биотита, а затем и граната.

Совсем иные соотношения гранитов с породами метаморфического комплекса наблюдались на юго-западной стороне фиорда. Здесь граниты обнажаются среди пород гранатовой зоны и тесно связаны с ними переходными породами высокотемпературных полевошпатовых фаций и гнейсов. Тела гранитов небольшие, в плоскости эрозионного среза они имеют грубо-изометричную форму с неровными, местами отчетливо округлыми очертаниями. Выходы гранитов в окружении гнейсов протягиваются цепочкой, которая простирается параллельно удлинению рассмотренного выше северо-восточного массива гранитов и представляет собой, скорее всего, выход на дневную поверхность гребня того же плутона, поднявшегося в своем развитии здесь на меньшую высоту. Хорошо выраженную гармонию в очертаниях зон гранато-слюдистых сланцев, их полевошпатовых фаций и гнейсов с контурами тел гранитов, как и в рассмотренных выше зональных метаморфических комплексах андалузит-силлиманитового типа (см п.8), очевидно также можно рассматривать как доказательство роста магматических куполов в прямой генетической связи с развитием прогрессивного метаморфизма. В сущности, о том же пишет и В.М. Гольдшмидт, называя этот метаморфизм «контактовым». Но он рассматривал его как «инъекционный контактовый» и как следствие интрузии глубинной магмы. Тогда как те же факты, как и в зональных метафорических комплексах андалузит-силлиманитового типа, будет более правильным рассматривать с позиции палингенеза.

Рассмотренные особенности в соотношениях гранитов района фиорда Мастра с зонами прогрессивного метаморфизма позволяют говорить о двух тенденциях в развитии одного и того же процесса. Одна из них фиксируется ореолами пород высокой степени регионального метаморфизма с явными признаками генетической связи их с ростом магматических куполов плутона. Другая - нарушениями нормального развития этого процесса местным поднятием расплава с проникновением его в толщи пород более низкой степени метаморфизма по зонам раскола, но в условиях продолжающегося его развития. На это обратил внимание еще Ф.Дж.Тернер (128, с. 218). Но он ограничился лишь констатацией того факта, что граниты в округе Ставангер, «по данным В.М.Гольдшмидта, секут сланцы как низкой, так и высокой степени метаморфизма». Нетрудно видеть, что без тщательного анализа подобные факты вряд

ли могут служить неоспоримым доказательством отсутствия прямой генетической связи процесса формирования гранитных тел с процессом прогрессивного метаморфизма непосредственно их вмещающих пород, как это нередко утверждается (см.34, с.110-111).

10. По результатам исследования метаморфических комплексов плато Абукума в Японии и сопоставления их с метаморфическими комплексами других регионов мира А.Мияширо (1958) ввел принципиально новое понятие - «серии метаморфических фаций». Как писал Г.Винклер (1969), «еще недавно существовало мнение, что «нормальный» региональный метаморфизм отличается последовательностью зон, характерной для Грампианских гор Шотландии. Исключения, установленные в других районах, трактовались как отклонения от нормы...Мияширо первый отчетливо показал, что последовательность сменяющих одна другую зон в различных метаморфических областях может быть совершенно различной...Каждая область развития регионального метаморфизма характеризуется определенной серией фаций....Серии фаций обусловлены региональным распределением господствующих температур и давлений, а также существовавшим в то время геотермическим градиентом» (23, с. 99). Эти заключения А. Мияширо во многом совпадали с предложенным ранее и последовательно проводимым В.С. Соболевым (1955, 1961, 1966, 1970 гг) принципом деления метаморфических комплексов в первую очередь по давлению, что и позволило им затем совместно разработать общий подход к составлению карт метаморфических поясов и комплексов, который заключался в выделении серий фаций по давлению (низкому, среднему и высокому), а в них - групп фаций по температуре метаморфизма (33, с. 219). В сущности такой же подход отражен и на диаграмме Г. Винклера (Рис. 17), где показан последовательный переход от Р -Т условий регионального к контактовому метаморфизму, что действительно и наблюдается в природе.

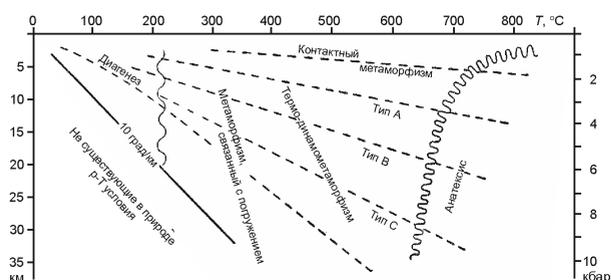


Рис. 17. Схематическая диаграмма зависимости типов прогрессивного метаморфизма от давления и температуры (Г. Винклер, 1969)

Иное, чем у Г.Винклера, соотношение Р-Т-условий регионального и контактного метаморфизма отражает схема фациальных серий

А.А.Маракушева, на которой контактовый метаморфизм решительно противопоставляется региональному (Рис. 18). Но и эта диаграмма по-своему логично отражает условия перехода от регионального метаморфизма к контактовому, если принять во внимание те резкие изменения температуры и давления, которые происходят при обрушении кровли разрастающейся магматической камеры будущего плутона.. Да и сам региональный метаморфизм в непосредственной близости к

гранитам в таких случаях, как и писал В.М.Гольдшмидт, «в физическом толковании» следует называть контактовым (16. с.141).

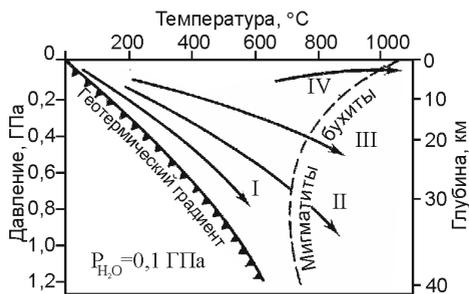


Рис. 18. Фациальные серии метафорических пород, отвечающих главным типам метаморфизма (А.А. Маракушев, 1988):

I - ранний доорогенный; II - орогенная стадия развития складчатых поясов сопряженной с образованием плагиогранитов; III - нормальные калиевые граниты; IV - контактовый.

Комментируя P-T-условия образования серий фаций (Рис. 17), Г.Винклер пишет: «С точки зрения минеральных фаций тип Абукума - прямой связывающий член между контактовым и региональным термодинамометаморфизмом» (23, с.135). По оценкам А.Мияширо серия фаций Абукума характеризуется примерно тем же температурами, что и серия типа Барроу в Шотландии, но сформировалась она при значительно меньшем флюидном давлении. Именно этим обстоятельством, как и в куполе «Бахен-Банфф-Абердин», он объясняет присутствие в породах серии Абукума кордиерита. Но Г.Винклер между сериями Барроу, Абукума и нормального контактового метаморфизма помещает еще несколько промежуточных серий. «Из всех рассмотренных фациальных серий, - пишет он, - серия фаций классического контактового метаморфизма развивалась при самом низком давлении воды - от нескольких сотен до приблизительно 2000 бар. Затем следовала фациальная серия типа Бозосты, формирование которой осуществлялось приблизительно при давлении 2500-3000 бар, сменявшаяся фациальной серией типа Абукума, давление 3000-3500 бар» (с.139). При этом метаморфизм Бозосты, по оценкам Г. Винклера, соответствует типу Бахен в Шотландии (см. п.6). К этим его заключениям можно только добавить, что исходя из геологических наблюдений наиболее близкой к серии фаций «классического» контактового метаморфизма, ближе чем метаморфизм Бозосты, по-видимому, следует считать региональный метаморфизм района Бёрк,

11. Г.Винклер, как и А.Мияширо, считает, что действующее при метаморфизме флюидное давление не обязательно должно быть равно давлению нагрузки, оно может быть и больше. Неоднократно, начиная с 1949 г., к этой проблеме обращался и В.С.Соболев. Он допускал возможность «перегрузок», которые считал результатом действия тектонических сил. В отличие от него Г.Винклер обращает внимание на возникновение внутри породы «избыточного» газового давления, генерируемого метаморфическими реакциями при повышении температуры. «Такое давление, - пишет он, - может превышать давление нагрузки на величину сопротивления пород сжатию, что должно неизбежно привести к образованию в породе рваных трещин... Вполне допустимо, что во время метаморфических реакций, вследствие возникновения внутреннего газового давления, давление флюидной фазы превысит давление нагрузки

больше чем на 1000 бар (23, с. 24). Другими словами, давление флюида в 2,5-3 бар не обязательно соответствует глубинам в 9-11 км, глубина могла быть и меньше (там же, с. 139). В справедливости таких предположений Г. Винклера мы убедились при изучении контактовых роговиков Каркаралинского плутона.

Внутренняя зона контактового ореола Каркаралинского плутона в значительной части представлена метапелитовыми кордиерит-биотитовыми роговиками. На расстоянии 200-300 метров от выходов гранитов роговики характеризуются заметным усилением перекристаллизации, что выразилось в развитии в основной массе породы большого количества ситовидных порфиробласт олигоклаза. В 10-40 м от контакта с гранитами в роговике появляются уже скопления сросшихся пойкилобласт олигоклаза в виде жилкообразных, нечетких очертаний полосок, шириной до 0,2-0,3 мм. В длину они большей частью не превышают двух-трех миллиметров, но иногда пересекают весь шлиф. Примечательно, что в некоторых из них совместно с олигоклазом появляются кварц и биотит. На Рис. 19 видно, что кварц и биотит располагаются внутри жилковидного скопления олигоклаза: кварц нарастает на плагиоклаз, а биотит сосредоточен в осевой части жилки, внутри скоплений кварца. Такого вида жилковидные образования, очевидно, и фиксируют собой «рваные» трещинки, о которых писал Г. Винклер. В нашем случае подтверждается, что они действительно возникали на высокой ступени метаморфизма, совпадая во времени с перерастанием процесса перекристаллизации в метасоматоз и гранитизацию.

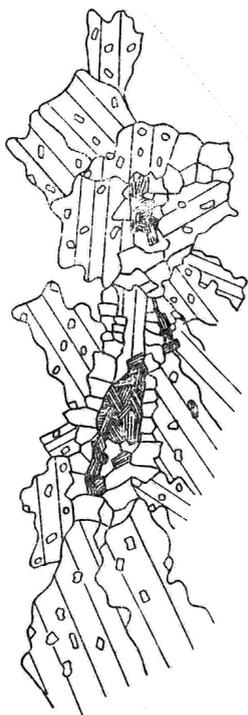


Рис. 19. Жилковидное срастание ситовидных пойкилобласт олигоклаза в кварц-биотитовом роговике. В осевой части жилки происходило зональное нарастание на плагиоклаз кварца (светлое) и биотита (темное).

Каркаралинский плутон эродирован довольно глубоко. А зона контактового ореола, непосредственно примыкающая к гранитам, в ходе разрастания магматических куполов и формирования камеры плутона неизбежно должна была разрушаться (о чем и писал Р.Дэли, 35, с. 54-55). В нашем случае это подтверждается не только секущими контактами гранитов с роговиками, но и тем, что наиболее высокотемпературная биотит-калишпатовая зона роговиков в контакте с гранитами плутона часто и резко меняет ширину (местами она не более нескольких метров), а граниты содержат еще не утратившие вид обломков включения роговиков. Поэтому дальнейшее развитие процесса метаморфизма во внутренней зоне контактового ореола было возможно проследить только по ксенолитам роговиков в граните. Детальное опи-

сание с фотографией одного из них (рис. 20) было дано в нашей монографии (1974, с. 120-126).

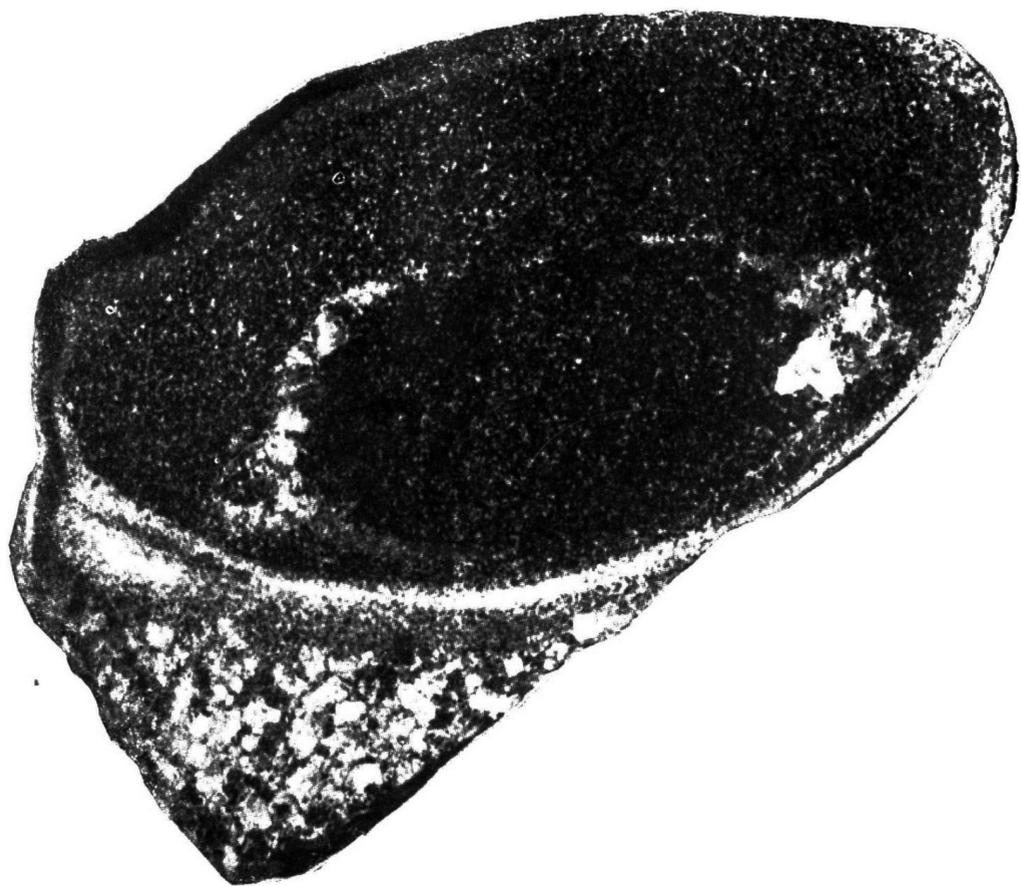


Рис. 20 Ксенолит биотитового роговика в аляскитовом граните

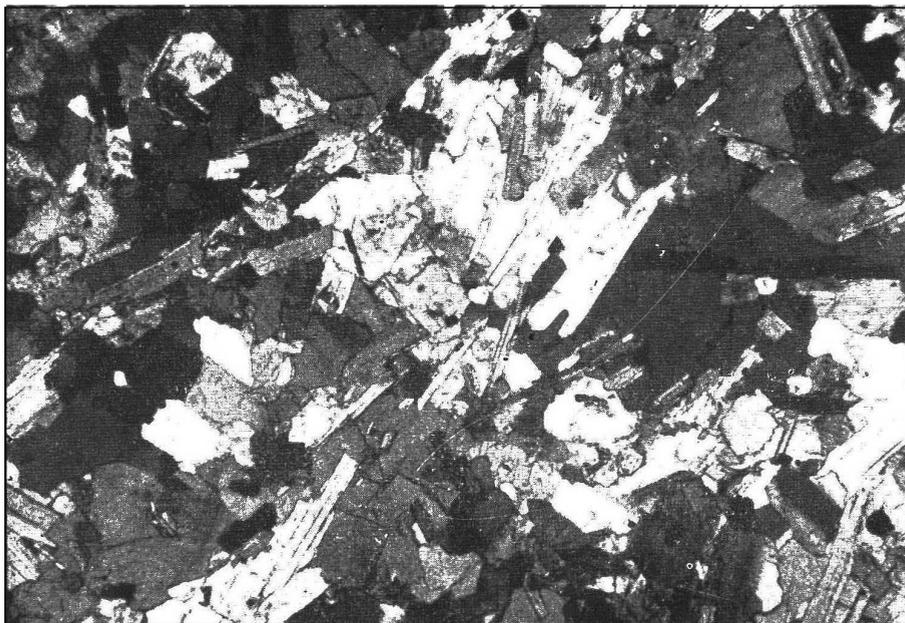
При взгляде на этот ксенолит сразу же бросается в глаза почти идеальная в поперечном срезе штуфа (40x69 см.) его округло-овальная форма с дугообразными по краям и кольцевидными внутри ксенолита светлыми полосками. Дугообразная форма светлых полосок в зоне перехода от роговика к граниту повторяет контуры ксенолита, что указывает на унаследование ими систем трещинок отслоения в обломке роговика, по которым происходил распад ксенолита, а лейкократовый состав их (кварц, олигоклаз, микроклин, и лишь изредка мелкие чешуйки биотита) - на вынос из ксенолита, при замещении его гранитом, избыточных по отношению к его составу феррических компонентов. О последовательности преобразования микроструктуры роговика и происшедших при этом изменениях в его минеральном составе можно судить по следующим наблюдениям. Во внутренней части ксенолита, за пределами дугообразных полосок, кристаллы олигоклаза и биотита разрастались так же, как и в роговиках внутренней

зоны контактового ореола, в процессе собирательной перекристаллизации. Но в ксенолите этот процесс продвинулся значительно глубже. Количество биотита увеличилось до 15-20% и, соответственно, возросло содержание окиси калия до 5,35 вес. %, при максимальном содержании в роговиках сохранившейся части внутренней зоны контактового ореола - 3,87%, и среднем содержании в исходных пелитовых породах - 1,56% (99, с. 112, табл. 35). Относительно равномерный характер распределения биотита в основной массе роговика указывает на преимущественно диффузионный характер миграции калия в процессе перекристаллизации породы. Заметно удлиненные пластинки биотита достигают в длину 1,0-1,5 мм. Они ориентированы под разными углами друг к другу и как бы составляют каркас микроструктуры роговика. Олигоклаз приобретает форму довольно четко оформленных таблиц и совместно со скоплениями неправильных зерен кварца обыкновенно приспособливается к боковым граням биотита. Но с дальнейшим усилением метаморфизма биотит в основной массе породы начинает исчезать. Вместо него появляется микроклин, совместно с ним наблюдается кварц, который ксеноморфно заполняет интерстиции полевых шпатов и биотита. Местами, особенно ближе к граниту, основная масса роговика в ксенолите пятнистыми участками начинает приобретать довольно хорошо выраженную гипидиоморфнозернистую структуру. Большая часть биотита при этом исчезает и увеличивается количество микроклина (рис 21).

В светлых, богатых полевыми шпатами и кварцем участках ксенолита, как и в дугообразных полосках, крупных удлиненных кристаллов биотита уже нет. Но в дугообразных полосках в незначительных количествах появляется новый мелкочешуйчатый биотит, ксеноморфный по отношению к полевым шпатам и кварцу. Поскольку дугообразные и кольцевидные лейкократовые полоски, как уже отмечалось, наследуют системы трещинок разрыва и отслоения в ксенолите, по которым происходил его распад, то и возникновение их вполне логично объяснить нарастанием внутреннего давления флюидов, главным образом воды, выделявшейся из биотитов при переходе к минеральным ассоциациям с калиевым полевым шпатом.

Разрушение и исчезновение в магме ксенолитов вмещающих пород уже давно принято объяснять активным участием в этом процессе летучих компонентов. В своем примечании к русскому изданию книги А.Харкера «Метаморфизм» (1937) редактор перевода проф. Н.Н.Горностаев (талантливый представитель Томской школы геологов, организатор и первый директор института НИГРИ «ЗОЛОТО» в Москве), писал: «внедряясь в трещинки они (флюиды - В.П.) вызывают внутри ксенолита интенсивную кристаллизацию силикатовых, существенно лейкократовых компонентов, которые как клинья, разрывают ксенолит на части» (с. 303). Но Н.Н.Горностаев, как и другие исследователи того времени считал, что источником летучих при этом была окружающая ксенолит магма. На самом же деле в таких случаях скорее всего действовали летучие компоненты самой метаморфизируемой породы, главным образом пары

a



б

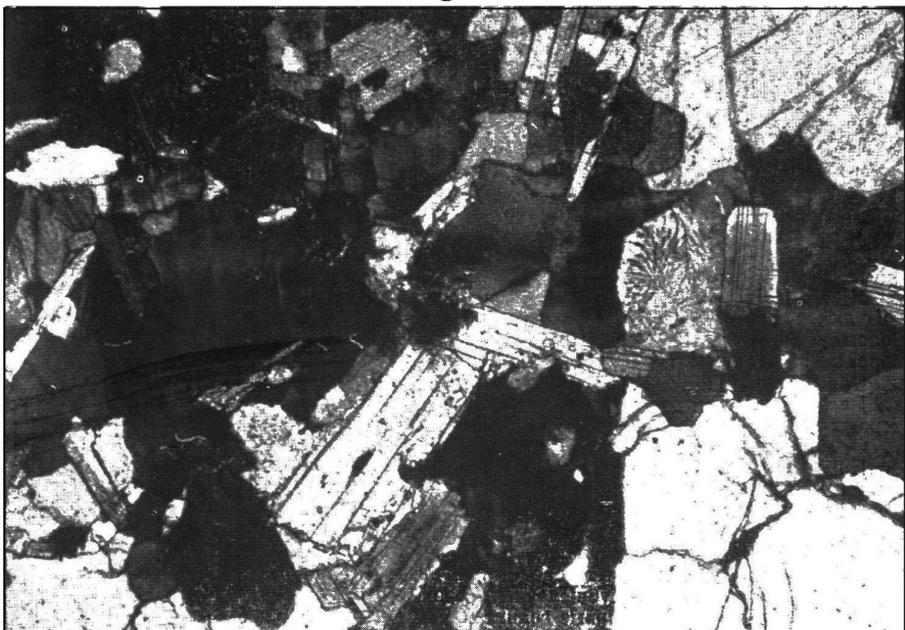


Рис. 21- а. Общий вид микроструктуры биотитового роговика из ксенолита в аляскитовом граните (рис.20): удлиненные пластинки биотита беспорядочно прорастают агрегат зерен кварца и плагиоклаза (при увел. 37).

Рис.21-б. Деталь микроструктуры из участка со склонностью к гипидиоморфно-зернистой структуре: кварц (белое), микроклин (пестро-серое) ксеноморфны по отношению к плагиоклазу (тонкие двойниковые полоски) и отчасти к биотиту; местами видна структура мirmekита (при увел. 70).

воды, которые в массовых количествах должны были выделяться из биотитов при достижении в роговиках Р-Т-условий перехода к минеральным ассоциациям с калиевым полевым шпатом. Сопоставляя химические анализы роговика внутренней (темной) и краевой (светлой) частей ксенолита, мы видим, что вынос из ксенолита окисей магния и железа мог достигать довольно значительных количеств, в нашем случае - трех и пяти весовых процентов, соответственно (99 с. 125). В целом, изложенные наблюдения позволяют сделать следующие выводы:

1. Во внутренней зоне контактового ореола гранитоидного плутона по мере приближения к гранитам и усиления интенсивности метаморфизма в исходных пелитовых породах наблюдается последовательное обогащение их биотитом (в нашем случае с 1,56 до 3,87 и даже до 15-20%, в ксенолитах). Последующее разложение биотита, с переходом к минеральным ассоциациям роговиков с калиевым полевым шпатом, неизбежно должно было сопровождаться массовым выделением воды, пары которой столь же неизбежно должны были повышать газовое давление в роговиках, что и стало, очевидно, причиной возникновения в них трещин отслоения и разрыва. Дугообразная и кольцевидная форма лейкократовых полосок, повторяющих контуры ксенолита, согласуются с таким выводом.

2. Нарастание внутреннего газового давления в роговиках должно было затруднять, а затем и существенно ограничивать возможность проникновения в породы внутренней зоны контактового ореола летучих компонентов из магмы, особенно в боковых контактах плутона. С этим выводом согласуется и такой факт, как очень узкая ширина зоны резкого обогащения калием вмещающих пород в боковых контактах плутона в сравнении с роговиками апикальных частей его куполов, формировавшихся в условиях разрушения их кровли, что особенно отчетливо видно на примере Магнитогорского плутона (см. ч. 4, рис. 3).

Несколько иная, но генетически такая же ситуация наблюдается и в Кошрабатском плутоне (см. п. 5). На изучавшемся нами восточном участке контактового ореола этот плутон, в отличие от Каркаралинского, погружается под вмещающие породы довольно полого, и калишпатовая зона роговиков здесь сохранилась полнее. Явления гранитизации в её пределах проявлены шире и сильнее, а «шнуровидные» формы гранитизированных участков роговиков также указывают на деятельность растворов в «рваных» трещинах разрыва.

12. В понимании «запутанной» (определение Ф.Тернера и Дж.Ферхугена, 129, с. 334) проблемы пространства, занимаемого гранитоидными плутонами, исключительно важное значение имеют идеи, заложенные в работах Д.С.Коржинского и Ф.Н.Шахова. «Нет проблемы происхождения гранитов - они образуются из магмы. Но есть проблема рождения гранитных магм. Решить её - значит привести в ясность весь вопрос» - писал Ф.Н.Шахов (151, с. 42). С позиции представлений, развивавшихся этими нашими выдающимися учеными, «завоевание пространства» гранитоидными плутонами осуществлялось в ходе развития самого процесса рождения магмы, с последовательным замещением ею пород земной коры. Однако, хорошо разработанная Д.С. Коржинским и его

учениками с физико-химической стороны, геологическая сторона формирования гранитоидных плутонов, с присущими им особенностями форм тел и условий их залегания, еще не достаточно прояснена.

Систематическое структурное изучение гранитоидных плутонов, предпринятое Г.Клоосом в двадцатые годы прошлого столетия, уже тогда показало, что все они имеют плоское основание, а в апикальных своих частях куполообразные формы. Как уже отмечалось (п. 8), к выводу о преимущественно лакколитовом характере залегания крупных гранитоидных тел приходили тогда многие геологи старшего поколения. Но при этом возникновение таких форм залегания рассматривалось ими обычно с позиции интрузии глубинной магмы. «Вообще установлено, - писал в тридцатые годы прошлого столетия крупнейший европейский геолог того времени, профессор Грейфсвальдского университета в Германии С.Бубнов, - что большие несогласия являются местами накопления глубинных пород. Дальнейшее завоевание расплавленной массой нужного ей пространства может совершаться путем плавления и обрушения пород, и выше - путем выпирания перекрывающих пород в виде сводов» (20, с. 71). «Одним из убедительнейших доказательств механического воздействия движущейся магмы на вмещающие породы служит ориентированное расположение в пространстве ксенолитов. Вследствие активного поведения интрузирующей магмы и механического воздействия её на вмещающие породы появляется изгибание всяческого контакта кровли батолитов в виде куполообразной поверхности. После того как магма заняла определенное пространство, под влиянием продолжающегося давления магмы происходит расширение магматической камеры в стороны и наиболее активно вверх, что и приводит к возникновению куполообразного вздутия», писал примерно в те же годы Н. А. Елисеев, признанный специалист в области структурной петрологии (37, с.53).

Накопленный со временем опыт геологических исследований, в том числе и наш личный, убеждает, что завоевание пространства, занимаемого гранитоидными плутонами осуществлялось путем роста магматических куполов в условиях опережающего развития прогрессивного метаморфизма, с тенденцией последовательного расширения их и слияния на глубине в единое магматическое тело.

В развитии прогрессивного метаморфозма в контактовых зонах гранитоидных плутонов уже давно (работы А.Мишель-Леви, 1894-1893) были замечены две тенденции: «путем послойного проникновения» флюидов в толщу вмещающих пород («Lit-par-Lit») и «путем наложения», вызванного разрушением кровли магматического очага, «когда более крупные элементы гранита как бы взрывают элементы слюдяных сланцев и обволакивают их обломки с образованием включений» (106, с. 213). Тенденция послойного проникновения флюидов позволяет предполагать, что магматические куполы в процессе их роста в своих нижних частях, вследствие продолжающегося на глубине метаморфизма, неуклонно должны были расширяться, особенно активно вдоль слоистости боковых пород, и, в конечном счете, объединяться в единый магматический очаг будуще-

го плутона. К таким же выводам приходили и мы при картировании Магнитогорского плутона в 1956 году, предполагая его общую форму как «многоярусный лакколит». Ценные наблюдения по этой проблеме были сделаны также В.А. Филипповым при картировании Нарымского гранитоидного плутона в Юго-Западном Алтае (1971), которые свидетельствуют, что формирование его происходило именно таким образом, хотя они и трактуются им несколько иначе. На схематической геологической карте участка батолита близ дома отдыха «Голубой Залив» на р.Бухтарма им были закартированы в гранитах Прииртышского массива многочисленные реликтовые прослойки гранитизированных сланцев, элементы залегания которых отчетливо вырисовывают контуры кольцевых структур (Рис. 22).

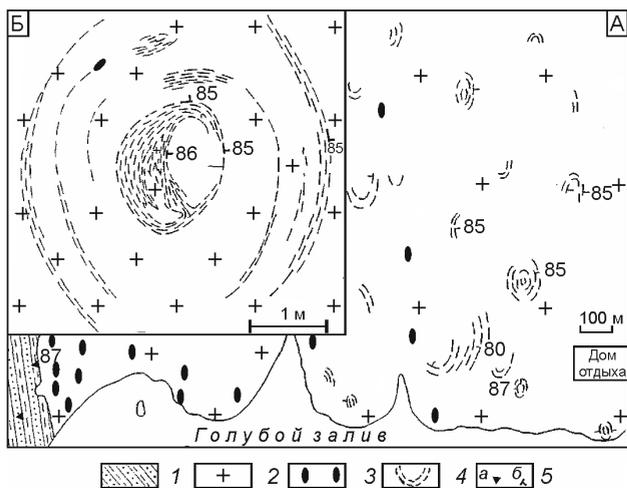


Рис. 22 «Реликты складчатых структур» сланцев в гранитах Прииртышского массива (Филиппов В.А., 1971):

А-схематический план участка «Голубой Залив» (размеры реликтов вне масштаба); Б - участок детального картирования: 1 - ороговикованные песчано-сланцевые породы, 2 - биотитовые порфирированные граниты, 3 - ксенолиты сланцев в гранитах, 4 - гранитизированные сланцевые прослойки, 5 - элементы залегания контактов гранитов и сланцев (а), реликтов сланцев в гранитах (б).

Свои наблюдения В.А. Филиппов справедливо рассматривает как доказательство замещения батолитом пород песчано-сланцевой толщи. Но при этом считает, что в кольцевом расположении реликтов сланцев в гранитах отражается былая складчатость этой толщи. Однако песчано-сланцевая толща до образования плутона имела здесь нормальное линейное простирание, о чем вполне определенно свидетельствуют указанные на карте элементы залегания её пород в экзоконтактовой зоне батолита (левая часть рисунка). Такое же согласное с этим простиранием линейное расположение многочисленных ксенолитов роговиков в гранитах фиксируется и на всем пространстве закартированного участка с кольцевыми структурами. Поэтому кольцевые контуры, фиксируемые реликтами гранитизированных сланцев в гранитах, скорее всего отражают не складчатость, а более поздние, и к тому же локальные осложнения, которые возникали уже в процессе формирования плутона. И потому их можно рассматривать как прямое доказательство роста магматических куполов, а сами «реликты сланцев» - как сохранившиеся «следы» этого роста.

13. Прекрасным примером доказательств формирования гранитоидных плутонов путем магматического замещения до сих пор остаются результаты исследований Г.Андерсоном (1937) мезозойского батолита в горах хребта Инио, на границе штатов Невада и Калифорнии в США. Батолит залегает здесь в приподнятых блоках пограничной зоны докембрия среди осадочных пород крошащего комплекса-аргиллитов, филлитов, биотитовых сланцев (с силлиманитом, андалузитом и ставролитом) с прослоями кварцитов и известняков. (рис. 23)

В составе батолита отмечаются небольшие включения более ранних кварцевых диоритов, но в основном он сложен гранитами: «темными, серыми», очень разнообразными по структуре и составу порфиоровидными биотит-роговообманковыми, содержащими в большом количестве ксенолиты боковых пород (тип пика Пеллизьер), и «белыми однородными» биотитовыми гранитами (тип пика Баундари). В работе приводятся результаты химического анализа трех проб наиболее типичных представителей тех и других - одной пробы типа Пеллизьер и двух типа Баундари. Сравнивая их составы видим, что по содержанию кремнезема они очень близки, но существенно различаются по общему железу (в пересчете на FeO) и щелочам.

Таблица 1. Содержание кремнезема, железа и щелочей в гранитах батолита, вес. %

Тип гранита	SiO ₂	FeO	K ₂ O	Na ₂ O
1. Пеллизьер	69,81	5,90	2,47	2,70
2. Баундари	68,35; 70, 95	2,79; 4,91	3,35; 3,57	2,54; 3,92
Среднее из двух	69,6	3,85	3,46	3,23

На рис. 24 представлен «генерализованный» разрез батолита в южной его части (пик White Mountain), на котором видно, что он сложен главным образом «однородными» гранитами типа Баундари. Гранит Пеллизьер виден лишь кое-где в незначительных количествах в боковых частях плутона и в апикальной части его, где занимает место в седловинах между куполами гранитов Баундари, а выше по разрезу сменяется интенсивно метаморфизованными осадочными породами кровли батолита. Рис. 25 иллюстрируют характер зоны перехода от батолита к вмещающим породам, испытавшим, как пишет автор, «прединтрузивную» складчатость (которая, впрочем, вполне могла возникнуть и непосредственно в процессе формирования плутона - В.П.).

Далее, по описаниям Г. Андерсона, рассмотрим особенности строения контактовых зон: гранитов Пеллизьер с вмещающими породами, гранитов Баундари с вмещающими породами и непосредственно тех и других гранитов.

«Нормальный» гранит Пеллизьер, по Г. Андерсону, «имеет вид перекристаллизованной старой породы с добавлением более или менее материала из поднимающейся магмы». Текстура его псевдокластическая, очевидно вторичная, скорее монзонитовая, чем гранитная. Плагиоклаз субгедральный до эвгедрального, с содержанием анортита 15-20%. Ортоклаз и микроклин рассматриваются Андерсоном как продукт замещения исходных вмещающих пород. Зеленая роговая обманка обычна в интерстициях, в ассоциации с биотитом и

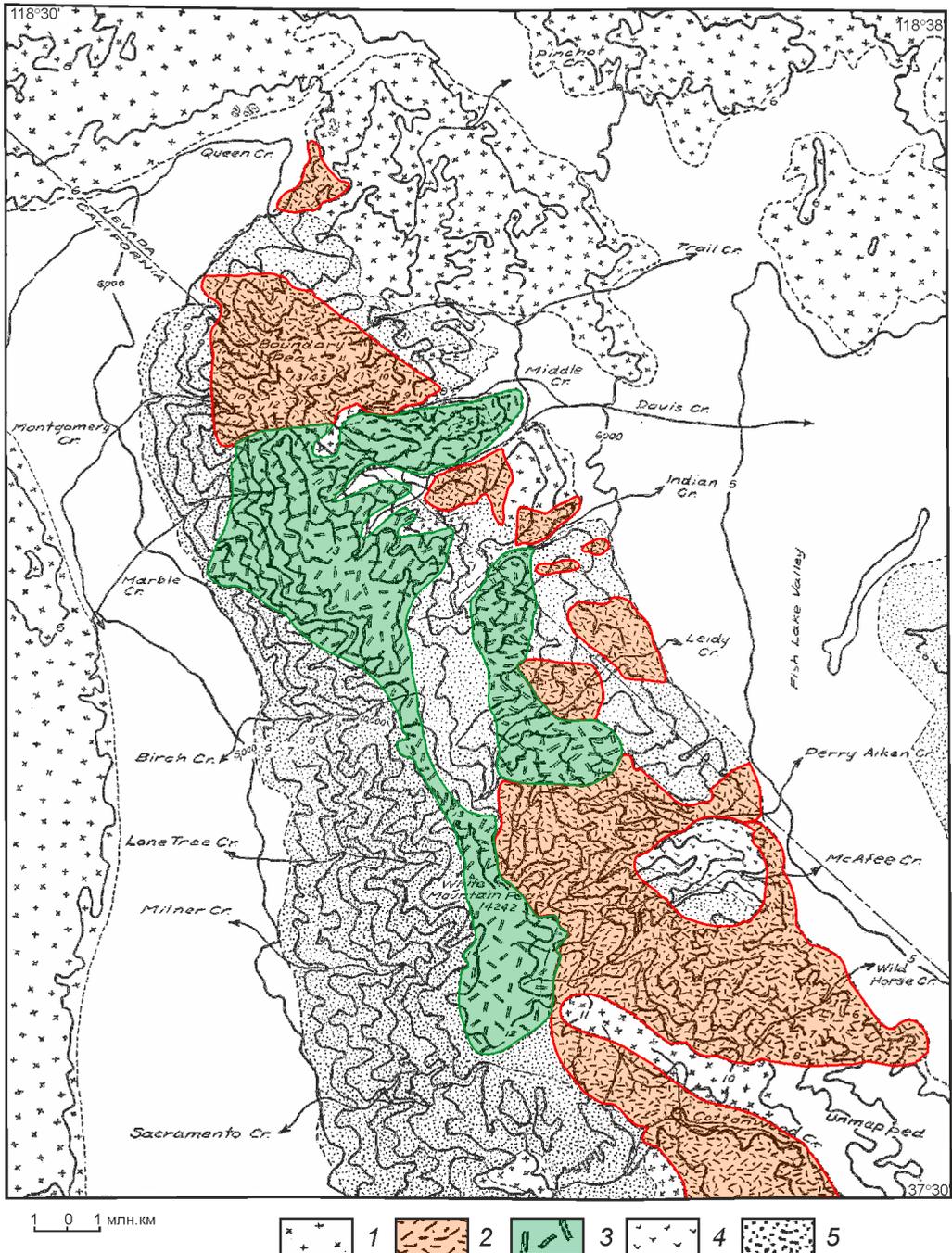


Рис. 23, Геологическая карта хребта Инио , США (G. Anderson, 1937)

1 - ареалы третичного и четвертичного вулканизма; светлое - аллювий; породы плутона: 2 - граниты Баундари, 3 - граниты Пеллизьер, 4 - кварцевые диориты, 5 - осадочные и метаосадочные породы кембрия и докембрия

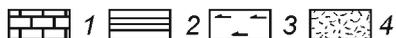
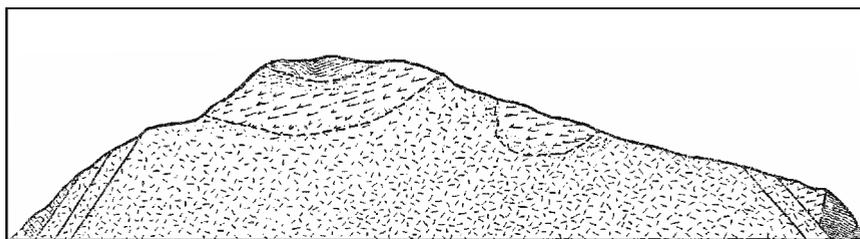


Рис. 24. Генерализованный разрез батолита Инио, США (G. Anderson, 1937):
 1 - известняки, 2 - аргиллитовые сланцы, 3 - граниты Пелизьер, 4 - граниты Баундари.

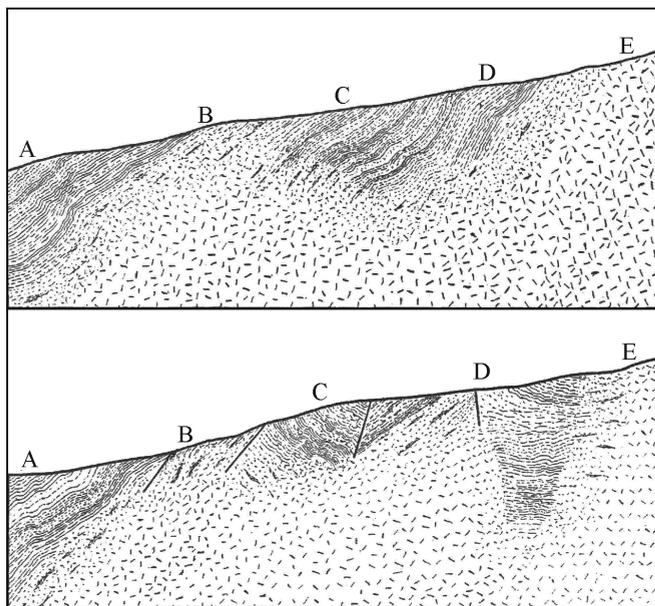
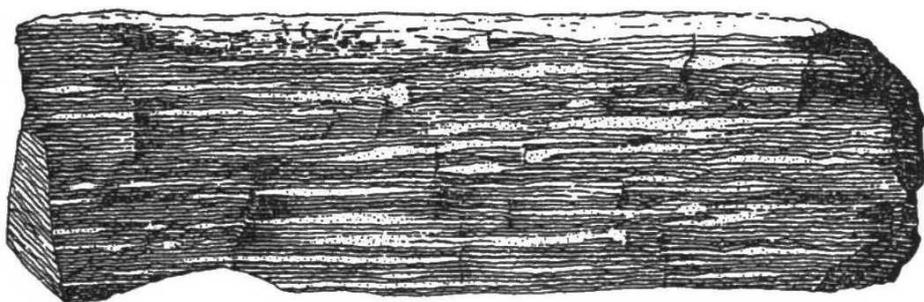


Рис. 25. Разрез-диаграммы, обобщенно иллюстрирующие соотношения гранитов батолита с вмещающими породами кровли (I) и более сложные, с испытавшими складчатость (II). Буквы над рисунками: А - толщина вмещающих мета-осадочных пород, Б, С, Д - переходная зона, Е - граниты

не имеют четких границ с вмещающими породами и содержит в большом количестве их ксенолиты. При максимальной степени преобразования от ксенолитов остаются лишь крупные порфиробласты полевых шпатов. Иногда в граните Пеллизьер встречаются реликтовые силлиманит и ставролит. В результате своих исследований Андерсон пришел к выводу что граниты Пеллизьер образовались в результате перекристаллизации и гранитизации вмещающих пород при участии флюидов, поступающих из магмы залегающих глубже и позднее кристаллизовавшихся гранитов Баундари. В общем виде область распространения гранитов Пеллизьер рассматривается им как широкая «транзитная зона», в которой изменения в структуре и составе осадочных пород постепенно прослеживаются от одного типа пород к другому вплоть до перехода в гранит. Но вместе с тем сам же задается вопросом, каким образом флюиды этих гранитов могли проникать сквозь толщу вмещающих пород на расстояния сотен и тысяч футов от активных контактов с гранитами Баундари (156, с. 22-24).

В бортах каньона, длиною около двух километров, им был прослежен весь процесс нарастания интенсивности метаморфизма в аргиллитах и кристаллических сланцах, вплоть до перехода его в процесс гранитизации. Кратко он выглядит так. В уже испытывавших перекристаллизацию сланцах начальная стадия гранитизации фиксировалась появлением крупных порфиробласт калиевого полевого шпата, количество которых постепенно увеличивалось по мере приближения к батолиту. Позже и ближе к граниту в порфиробластических сланцах начинают появляться «кварц-полевошпатовые прожилки». Хотя скорее, как показывает Рис. 26, они имеют вид тонких линзовидных и удлинённых прослоек, напоминая тем самым структуры дифференцированных кристаллических сланцев регионального метаморфизма (В.П.). Г.Андерсон сопоставляет эти породы с инъекционными гнейсами, описанными В. М.Гольдшмидтом в округе Ставангер Южной Норвегии, и в целом определяет их как мигматиты, фронт распространения которых расширяется в направлении к батолиту и завершается образованием темной с переходами к серой «гранитоподобной массе», постепенно приобретающей вид «типичного порфириовидного биотит-роговообманкового гранита Пеллизьер» с обильно рассеянными в нем ксенолитами гранитизированных и мигматизированных сланцев (с. 25-28).



**Рис. 26 Гранитизированный аргиллит.
В прослоях (светлое) гранитоподобный материал.**

Указание Андерсона на присутствие в гранитах Пеллизьер реликтов силлиманита и ставролита для нас особенно интересно тем, что нечто подобное наблюдается и в биотит-роговообманковых гранитах Магнитогорского плутона с его «нормальным» контактовым метаморфизмом. С тем только отличием, что в Магнитогорских гранитах в качестве реликтового минерала встречается не силлиманит и ставролит, а диопсид, который там также является типовым минералом пород контактового ореола. Только роговиков, а не кристаллических сланцев. Заметим также, что и по содержанию таких главных компонентов химического состава, как кремнезем (69, 81 и 70,90%) и железо (5,90 и 5,1%), биотит-роговообманковые, переходящие в биотитовые граниты обоих плутонов также весьма близки. А главное их различие заключается в содержании щелочей и особенно соотношения в них калия и натрия. При этом обнаруживается

весьма интересная ситуация: образовавшиеся по бедным калием порфиритам основного состава (K_2O - в среднем около 1 вес.%) граниты Магнитогорского плутона значительно более богаты им (3,40%), чем граниты Пеллизьер (2,40%), образовавшиеся по обычно более богатым калием исходным глинистым породам (в аргиллитах, в среднем 2,6,5-2,70% - А. А. Беус, 1972). Но при этом любопытно и то, что более поздние граниты Баундари по содержанию окиси калия практически уже сравниваются с Магнитогорскими.

Конечный продукт метаморфизма и гранитизации аргиллитов и кристаллических сланцев в непосредственном контакте с гранитами Баундари также имеет вид пород, близко похожих на гранит Пеллизьер. Они «настолько сильно варьируют по структуре и составу, что практически невозможно дать их обобщенное описание». Некоторые из этих пород «напоминают так называемые инъекционные гнейсы», однако гранитоидный материал в них очень редко наблюдается в форме параллельных или почти параллельных полос, а имеет крайне неправильную и очень сложную форму в виде лент или прослоек, «которые то расширяются, то сужаются, распадаются, соединяются, пересекаются самым сложным образом». Основная масса породы между полосами и прожилками изверженного материала почти всюду более или менее перекристаллизована в гранитоподобную породу, которая резко различается структурой и минеральным составом даже в пределах одного-двух квадратных футов». На одной из стадий «изменения или внедрения, - пишет Андерсон, - сланец или аргиллит обогащался магматическим материалом параллельно сланцеватости или полосчатости их. Однако более поздние пегматоидные полосы, при ширине от долей дюйма до нескольких дюймов, наклонно пересекают эти тонкие слои магматического материала, иногда смещая их, но чаще без видимых смещений. В других, более редких случаях, магматический материал имеет вид тонких слоев, параллельных слоистости или сланцеватости первичной породы». Тонкие слои гранитоидного материала вдоль слоистости и сланцеватости пород прослеживаются на расстоянии сотен и даже тысяч футов от гранитов. «Это поразительно - восклицает автор, - что магматический материал образует такие тонкие внедрения и так далеко от контактов. В самом деле возникает сомнение, есть ли хоть какие-то осадочные породы в том массиве, которые свободны от магматического загрязнения» (156, с.26). Из этой обширной цитаты мы видим, что сам автор также нередко сомневался в реальности своего собственного заключения об источнике магматического материала в кристаллических сланцах и мигматитах, предполагая что он проникал в толщи осадочных пород со стороны гранитов Баундари.

Магматические флюиды, - пишет Г.Андерсон, - «по всем признакам проникали вдоль мелких, находящихся близко друг к другу каналов в виде плоскостей слоистости, мелких трещинок и расслоений, распавшаяся и распавшаяся, пока более-менее они не пронизывали всю породу. Эффект такой, как будто метаосадки впитали в себя весь раствор, как губка впитывает воду». Для него несомненно, что «изменение внешнего вида породы здесь частью обязано

перекристаллизации уже существующих материалов, а не только замещениям». Однако, коррозионные структуры, наблюдаемые в тонких «секциях», и различие в составе, «видимое при сравнении химического анализа этих пород с теми, которые по всей вероятности соответствуют метаосадкам, указывает на то, что метасоматизм и здесь всё же играл какую-то роль в изменении породы. Магматические «соки по всей видимости вступали в реакцию с осадочным материалом до тех пор, пока вся масса не была преобразована в породу, почти не отличимую от гранита» (с. 26-27).

Обычно этот процесс, по наблюдениям Г. Андерсона, на ранних стадиях развития вел к образованию полевых шпатов и метакристаллов кварца, «которые возможно росли за счет вытеснения, но безусловно во многих случаях за счет замещения основной массы сланцев или аргиллитов». Породы промежуточной стадии этого процесса, по его наблюдениям, состоят из смеси магматического и метаосадочного материала. «На более продвинутых стадиях порода по структуре и составу сильно напоминает гранит, а в некоторых случаях и не отличима от гранита Пеллизьер... При этом зерна микроклина могут находиться близко, почти вплотную друг к другу, где их размер ограничен сравнительно короткими расстояниями между ними. Конечный продукт в таком случае - порода равнозернистой гранитной структуры. В других случаях метакристаллы находятся далеко друг от друга (дюйм или более) в виде порфириобласт. Конечный продукт тогда имеет вид порфириовидного гранита с фенокристаллами щелочного полевого шпата в более или менее полностью перекристаллизованной основной массе кварца, полевых шпатов, биотита и окислов железа».

Порфириобласты щелочного полевого шпата в основной массе таких пород, по его наблюдениям, часто образуют «кластеры или скопления», которые включают биотит и другие минералы, унаследованные от исходного сланца или аргиллита. Расположение включенных в эти скопления минералов может быть гелициновым (гелиоцентрическим -В.П.) или концентрическим. Основная масса бывает гнейсовидной, но большей частью гранобластовая. Эти наблюдения Г. Андерсона дают нам еще один, к тому же весьма убедительный пример совместного развития в контактовом ореоле гранитоидного плутона метаморфических структур, характерных одновременно как для нормального контактового, так и регионального метаморфизма. Мы можем объяснить это только тем, что, как и в Северо-Восточной Шотландии, в своем развитии куполы батолита достигали здесь, очевидно, также того гипсометрического уровня, с которого начиналось разрушение его кровли и, соответственно, переход от Р-Т-условий метаморфизма регионального типа (кристаллические сланцы, гнейсы) к условиям развития нормального контактового метаморфизма (гранобластовые структуры). На массовое разрушение кровли, предшествовавшего нормальному контактовому метаморфозу в данном случае указывает обилие ксенолитов в краевой, гибридной части плутона. Интенсивная гранитизация вмещающих пород в приконтактной части плутона с пропитыванием и пронизыванием их магматическим материалом позволяет предположить, что

переход к нормальному контактовому метаморфозу происходил здесь на ступени регионального метаморфизма (ставролит, силлиманит) с температурой, близкой к началу плавления. Как увидим далее, такого же типа «концентрические» и «гелиоцентрические» микроструктуры роговиков были детально исследованы Ф. Н. Шаховым в контактовом ореоле гранитов Юго-Восточного Алтая, хотя он их так и не называл (см.п.15, рис. 34). И это исследование позволило ему заключить, что зарождение и развитие их в биотитовых роговиках закономерно вело к появлению гранитной магмы и, соответственно, к росту магматического купола.

Четкая граница гранитов Баундари с гранитами Пеллизьер в большей части плутона, по наблюдениям Г. Андерсона, отсутствует. Переход от одного типа гранитов к другому обычно постепенный. Местами между ними встречается сложная зона мигматитов, пегматитов и аплитов, что Андерсон объясняет большим количеством в этих местах исходного осадочного материала, включенного в граниты Пеллизьер. Граниты Пеллизьер им целиком рассматриваются как часть контактового ореола гранитов Баундари (с. 29). Вместе с тем в нескольких местах между этими гранитами наблюдались и резкие контакты, что он объясняет отчасти разломами. «Но в других местах, - пишет Г.Андерсон, - нужно другое объяснение... Оно может быть найдено в том факте, что магма гранитов Баундари была интродуцирована не одним движением, а серией движений, разделенных более или менее продолжительными паузами... Резкие контакты могут быть с породами, которые уже были частично или полностью перекристаллизованы и замещены магмой в разные стадии интрузии» (с. 29). И все всё же, как мы видим из наблюдений самого Г. Андерсона, это совсем не означает, что замещение пород, вмещающих плутон, осуществлялось магмой, внедрившейся откуда-то из глубин Земли. Из его же описаний следует, что замещение происходило в процессе нарастающей интенсивности перекристаллизации исходных осадочных пород с перерастанием её в метасоматоз, а на высокой ступени метаморфизма (биотитовые сланцы с андалузитом, ставролитом, силлиманитом) - в процессы гранитизации и мигматизации с переходом в широкую зону гибридных пород и гранитов типа Пеллизьер. А те, в свою очередь, наряду с резкими контактами, обнаруживают постепенные, без четких границ переходы к гранитам Баундари. Поэтому наблюдаемые им факты резких контактов гранитов, как и в других плутонах, здесь также можно объяснить тем, что процесс метаморфизма, гранитизации и магмообразования развивался в динамически неспокойных условиях, что и могло создавать иллюзию неоднократных внедрений глубинной магмы.

13. Положение о формировании гранитоидных плутонов путем роста магматических куполов в условиях опережающего развития прогрессивного метаморфизма, с тенденцией последовательного срастания их нижних частей в единое магматическое тело, позволяет лучше понять природу таких общих черт их залегания, как проявленная в разной мере, но обычно всегда отчетливо выраженная уплощенная форма тел с осложнениями её в апикальной части купольными поднятиями. А также обычное их залегание на глубоко метаморфизованных породах

кристаллического фундамента предыдущих этапов формирования земной коры. Эти особенности форм и условий залегания гранитоидных плутонов в настоящее время особенно отчетливо выявляются на графиках геолого-геофизических исследований глубинного строения земной коры. Нами уже высказывалось положение, что именно здесь, на участке смены «сухих» пород кристаллического фундамента породами вышележащих «водосодержащих» вулканогенно-осадочных толщ и возникали особенно благоприятные физико-химические условия для развития процессов магматического замещения (99, с. 208). А.А.Маракушев (70, с. 15) также пишет: «Развитие дислокаций и поступление ювенильных флюидов сложного состава, в которых вода находится совместно со многими другими компонентами (H_2 , CO_2 , CH_4 , CO , N_2 и др.), создают особый (метаморфический) режим преобразования осадков, более благоприятный для развития процесса дегидротации минералов, который характеризуется соотношением величин термодинамических давлений: $P_s > P_f > P_{H_2O}$ (где P_s литостатическое давление; P_f - давление флюида, представленного смесью компонентов; P_{H_2O} - парциальное давление воды)». Со временем появились и другие публикации, подтверждающие такое заключение как дополнительными соображениями (Р. М. Слободской, 1979, хорошо знакомый с нашей работой 1974 года), так и результатами объемного геолого-геофизического картирования гранитоидных плутонов в разных регионах страны. Особенно показательными в этом отношении, как по характеристике общей картины размещения гранитоидных плутонов относительно глубинных структур земной коры, так и по описанию форм и условий залегания отдельных конкретных плутонов были геофизические исследования Э. Н. Лишневского (62-66), см. рис. 27-29).

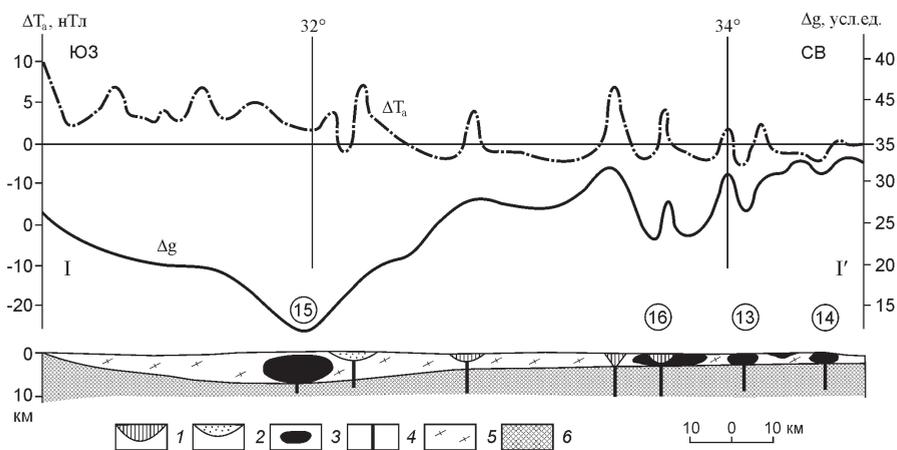


Рис. 27. Схематический глубинный геолого-геофизический разрез, Карелия (Э.Н.Лишневский, 2001):

протерозойские породы: 1 - габбро-диабазы, 2 - кварциты и кварцито-песчаники; 3 - раннедокембрийские граниты; 4 - предполагаемые разрывные нарушения различной глубинности; 5 - породы гнейсо-гранитового «слоя» преимущественно умеренно-кислого состава; 6 - гранулитовый «слой»; Δg - сила тяжести, ΔT_a - магнитное поле; в кружках номера плутонов.

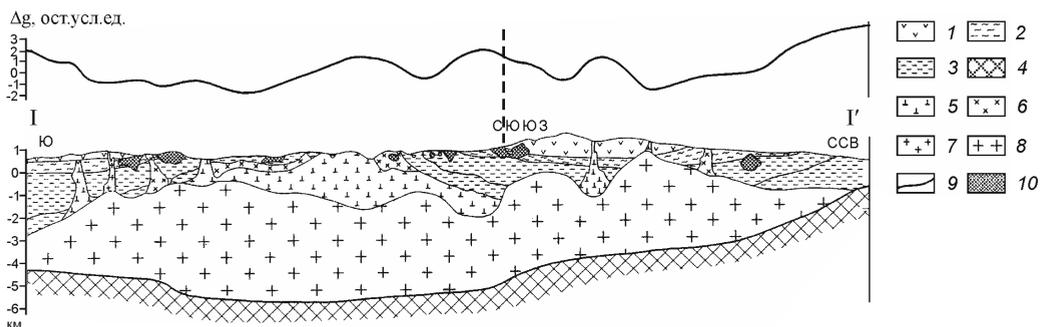


Рис. 28. Схематический глубинный геолого-геофизический разрез в Комсомольском оловорудном районе (Э.Н. Лишнеvский, 1981): 1 - Порфириды, дациты и андезиты верхнего мела (амутская свита); 2 - вулканогенно-осадочные отложения верхнего мела (холдаминская свита); 3 - Терригенные отложения средней-верхней юры; 4 - палеозойский фундамент; 5 - 8, верхний мел: 5 - кварцевое габбро, диориты, диоритовые порфириды; 6 - гранодиориты и диориты; 7 - гранит-порфиры; 8 - граниты и лейкограниты; 9 - кривая остаточных аномалий силы тяжести ($R = 9$ км); 10 - рудные зоны.

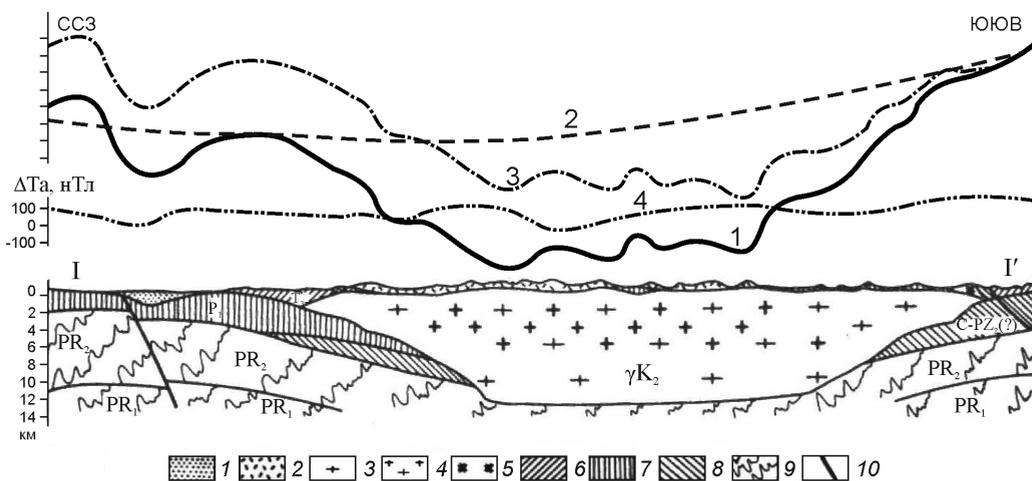


Рис. 29. Схематический глубинный разрез Баджалского плутона, Сихоте-Алинская складчатая система (Э. Н. Лишнеvский, С.Ю. Гершаник, 1992): 1 - рыхлые отложения кайнозоя; 2 - липариты, липарито-дациты верхнего мела; 3 - верхнемеловые биотитовые граниты, глубже предполагаемые аляскиды (4); 5 - верхнемеловые гранодиориты - кварцевые диориты; 6 - терригенные отложения триаса; кремнисто-терригенные отложения: 7 - со спилитами и 8 - известняками; 9 - метафорические породы верхнего и нижнего протерозоя; 10 - крупный глубинный разлом; 11 - «наблюденная» кривая, 12-14 - кривые регионального гравитационного фона, остаточных аномалий Δg и магнитного поля ΔT_a .

Очевидно, что так же как магматические куполы, последовательно в своем развитии должны были объединяться и их контактовые ореолы в один общий ореол плутона. И этот процесс разрастания магматических куполов,

формирующий крупные плутоны, несомненно требовал длительного времени. Ниже приведены результаты определения калий-аргонового возраста гранитоидов и биотитовых роговиков контактового ореола Каркаралинского плутона, распространившегося в своем развитии вверх, от места зарождения первичного очага гранитной магмы, на высоту около 10 км (1974, с. 85).

Таблица 2. Калий-аргоновый возраст пород Каркаралинского плутона

Этапы	Породы	Возраст (млн лет)											
1	Роговики	326	312			288							
	Кварцевые диориты, гранодиориты								262	261			
2	Роговики			304									
	Биотитовые граниты									239	238	237	230
3	Роговики			307	300	288	267		256				221
	Аляскитовые граниты:												
	фаза 1										238	237	
	фаза 2											237	

Из приведенных дат следует, что собственно гранитоидный плутон сформировался в интервале времени от 262 до 221 млн лет, а процесс контактового метаморфизма закономерно предшествовал образованию пород плутона на всех этапах его формирования и охватывал, в целом, период времени с 326 до 256 млн лет. При этом, как показывает распределение дат по этапам формирования плутона, между возрастом гранитоидов первого этапа (кв.диориты-гранодиориты) и следующего за ним этапа (биотитовые граниты) устанавливается разрыв в 20 млн лет, тогда как в возрасте роговиков тех же этапов такого большого разрыва нет. Нет оснований говорить о существенном разрыве во времени образования роговиков и на переходе от этапа образования биотитовых гранитов к этапу аляскитовых гранитов. В целом, почти все цифры возраста роговиков и гранитов укладываются в закономерный последовательный ряд от ранних возрастов до самых поздних. Исключение составляют лишь дата возраста роговиков «надинтрузивной» зоны купола аляскитовых гранитов (221 млн лет) и группа цифр калий-аргоновых датировок дайкообразных тел монцитонитоидной серии (которые мы здесь не приводим). В том и другом случае отклонения от общей закономерности можно объяснить спецификой геологических условий их образования (см. 99: табл. 56, с. 82,83,156).

Единство контактового ореола, охватывающего гранитоиды всех трех этапов формирования Каркаралинского плутона, не вызывает сомнений, оно непосредственно прослежено геологическим картированием. Даже, если при-

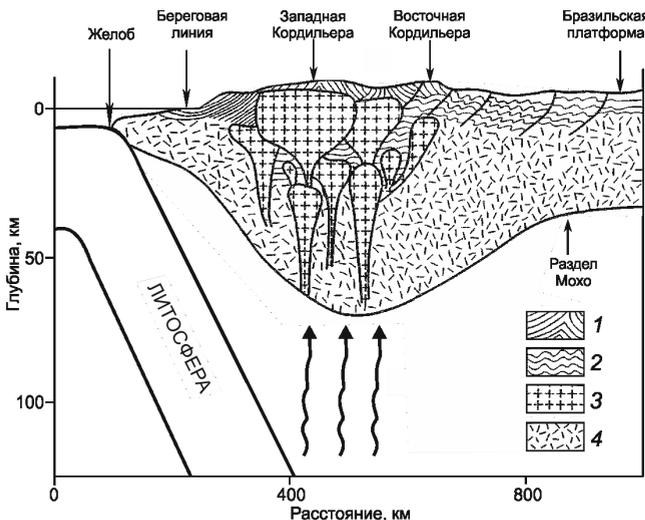
нять во внимание, что определения калий-аргонового возраста по тем или иным причинам могут не всегда точно соответствовать реальному возрасту пород, все же вывод о длительности развития метаморфизма и формирования плутона в десятки млн лет представляется несомненным и убедительным. Все цифры возраста логичны в своей последовательности, которая обоснована полевыми наблюдениями и петрографическими исследованиями. Высота куполов Каркаралинского плутона на заключительном (аляскитовым) этапе его образования по геологическим и геофизическим данным была около 10 км от места зарождения первичного очага гранитной магмы (99, с. 71, 85). И чтобы пройти такой путь магматического замещения пород вулканогенно-осадочного слоя, да еще с периодами ослабления и в три этапа усиления интенсивности потока глубинных флюидов, несомненно требовалось немало времени.

О наблюдениях геологов, указывающих на тесные связи процесса гранитообразования с развитием складчатых структур и орогенеза в целом, в большой длительности развития которого сомневаться не приходится, уже упоминалось выше. Очень определенно по этому вопросу высказывался и такой авторитетный исследователь в области геологии гранитов, как Э.Раген (1979). «Не вызывает сомнений, - писал он, что гранитизация и орогенез являются крупными геологическими явлениями, которые воздействуют друг на друга и часто тесным образом обуславливают друг друга» (104, с. 222).

Вопросам длительности складкообразования и фаз складчатости большое внимание уделял Н.С.Шатский. Так, в статье 1951 года под таким же названием, анализируя большой фактический материал по третичному складкообразованию в восточной части Большого Кавказа, он заключает: «Длительность в нашем смысле одной описанной выше олиго-миоценовой фазы складчатости Северного Кавказа в абсолютном исчислении определяется в 20-25 млн лет, общая же продолжительность третичного складкообразования в этом районе - не менее 30 млн лет (143 с. 223). Большой вклад в обсуждение этой проблемы внес и А.А.Моссаковский. Его работа «Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии» (1975г) для нас особенно ценна тем, что исследуемый им вулканический пояс включает практически все изучавшиеся нами гранитоидные плутоны. Из многих крупных обобщений, к которым пришел этот исследователь, здесь мы укажем только на следующее. Нет никаких оснований, - пишет он, для разделения орогенного магматизма на разные его типы. «В природе существует только один тип орогенного магматизма (как бы его не называть), обладающий определенными петрографическими, петрохимическими, геохимическими и металлогеническими особенностями, хотя формы и место его проявления в складчатых областях могут быть весьма разнообразными... Опираясь на генетический подход к выяснению сущности процесса геосинклинального развития, мы неизбежно приходим к единственному выводу о том, что орогенный этап развития складчатых зон и областей является завершающим в этом процессе, ведущим к формированию и становлению зем-

ной коры континентов» (74, с. 25). Превращение геосинклинальных областей в складчатые в пределах всего вулканического пояса палеозойд Евразии, - продолжает Моссаковский, «начиналось неодновременно, происходило последовательно крупными частями, соответствующими геосинклинальным системам или крупным структурно-фациальным зонам, ... в варисийских областях растягивалось на 50-70, а в каледонских на 150-180 млн лет» (с. 224). Как видим, порядок цифр примерно тот же, что мы констатируем и для процесса образования Каркаралинского плутона. Поскольку, важнейшей характеристикой зрелости континентальной коры каждой эпохи орогенеза является мощность её гранитно-метаморфического слоя, то и длительность формирования крупных гранитоидных плутонов, где орогенез и гранитообразование отражают разные стороны развития одного и того же геологического процесса, представляется нам вполне естественным.

14. На разных примерах можно показать, что даже в тех случаях, когда геологи утверждают, что образование крупных гранитоидных плутонов в земной коре происходило в результате интрузии магмы из некоего глубинного очага, фактический материал сам по себе противоречит этому. Так, Д.Браун и А.Массет (1984), исходя из основных положений теории тектоники плит, полагают, что широко известный своей протяженностью (сотни километров) мезозойский Андийский батолит, сформировался в толще пород вулканогенно-осадочного слоя верхней коры «в результате магматических процессов, возникающих под континентальной плитой» (с. 191). Такое понимание процесса ими иллюстрировано рисунком-разрезом (Рис. 30), на котором показано, что магма образовывалась в местах плавления погружающейся в мантию литосферной плиты, откуда вместе с сопровождающими её флюидами проникала затем в верхние слои земной коры сквозь мощную толщу кристаллических сланцев и гнейсов Бразильского щита. Но при этом не поясняется, почему же тогда батолит оказался локализованным исключительно в толще пород верхнего вулканогенно-



осадочного слоя, - факт, который констатируют и сами авторы. На стр. 191 они пишут: «Почти весь объем верхней коры в активном поясе занят молодым бато-

Рис. 30. Схематический широтный разрез континентальной окраины в районе Центральных Анд (Д.Браун, А.Массет, 1984):

1 - вулканиты; 2- осадочные породы; 3- интрузивы, 4 - гнейсы щита; стрелки-подъем магмы и летучих веществ

литом, а древние высоко метаморфизованные породы Бразильского щита залегают непосредственно под ним» (с. 191). Остается без ответа и острейший вопрос проблемы: куда же тогда девался «весь объем пород верхней коры», который был на месте плутона?

Обратимся к фактическому материалу исследований этого батолита геологами старшего поколения. В целом этот, один из крупнейших в мире батолит отдельными выходами почти непрерывно прослеживается вдоль всего западного побережья Южной Америки, от Венесуэлы до Чили включительно. В составе его выделяются гранитоиды трех фаз. Количественные соотношения их в разных выходах батолита изменчиво, но общая тенденция эволюции состава гранитоидов очевидна. Преобладающими почти всюду являются породы группы кварцевого диорита-гранодиорита (включая тоналиты и адамеллиты), после которых местами появляются кварцевые монзониты и сиениты, а еще позже - «аплитовые» лейкограниты, иногда в «довольно крупных массивах» (25, с. 102, 283). Возраст батолита «в широком смысле» датируется поздним мезозоем. Одни геологи считают, что основная масса его образовалась в течение среднего и верхнего мела, другие главное проявление магматической активности относят к периоду от эоцена до раннего олигоцена. При всей этой неопределенности «ясно лишь, что инъекция столь громадной плутонической массы не могла произойти в относительно короткий промежуток геологического времени» - пишет У. П. Дженкс (31, с. 219). Как видим, в общих чертах тенденция эволюции состава пород и длительность формирования Андийского батолита вполне сопоставимы с тем, что наблюдается в Каркаралинском плутоне.

Особенно интересные для нас сведения по геологии батолита относятся к наиболее обширной, центральной части всей прибрежной полосы его выходов. По наблюдениям геологов, опубликованным в монографии Г.Гердта (25), здесь, на территории Среднего Перу, породы батолита обнажаются в ядре крупной антиклинальной складки (Кордильеры-Бланка), сложенной сланцами титона, превращенными на контакте с гранитом «преимущественно» в хиасталитовые сланцы. Контакт магматического тела с вмещающими породами несогласный. Гранитоиды часто прорывают и боковые части антиклинали, «что доказывает значительную независимость интрузий от отдельных черт тектонического строения области... Мы приходим, таким образом, к следующему заключению - орогенез создал пути для подъема магмы, но большие интрузивы могли занять наблюдаемое положение только за счет плавления осадков. Гранитоиды образуют большую часть вершин выше 5000 м., а более низкие перевалы сложены осадочными породами, которые сильно метаморфизованы на контакте и можно предполагать, что и на перевалах на не очень большой глубине залегают граниты». Отдельные выходы гранитоидов «имеют форму больших штокообразных массивов, которые, вероятно, сплавлены между собою на сравнительно небольшой глубине» (с. 125-126). «Мы видели, - пишет автор в заключительной части своей монографии, - что молодые интрузивы часто совершенно

заместили более древние породы. Особенно это характерно для Патагонской Кордильеры, но местами то же наблюдается в Чилийской Береговой Кордильере, Перуанской Восточной Кордильере и в Центральной Кордильере Колумбии. Сталкиваясь с указанными фактами, нельзя не прийти к заключению, что гигантский подъем магмы активно содействовал поднятию горного хребта. Особенно типичным примером подъема целого хребта под действием интрузий служит Кордильера-Реаль в Боливии. Здесь не только возвышаются плутонны со своими массивными породами, достигающими высоты более 6000м, но и окружающий их осадочный покров, от которого интрузивы (куполы батолита - В.П.) освобождены эрозией, расположен намного выше, чем в примыкающих нагорьях, хотя они и сложены теми же палеозойскими породами... В глубоко врезанных поперечных долинах интрузивы, очищенные в настоящее время эрозией от осадочной оболочки, образуют шестикилометровые вершины, которые на глубине частично сплавлены в единый большой плутон» (с. 281-282).

Как видим, приведенные выдержки из описаний Андийского батолита вполне согласуются с теми заключениями, к которым приходили мы в своих исследованиях гранитоидных плутонов. Принимаемое нами положение о формировании гранитоидных полутонов путем плавления вмещающих пород в процессе разрастания магматических куполов, что сопровождалось крупными дислокациями толщ вмещающих пород, здесь, в условиях высокогорья с перепадом высот до 6 км, получает почти наглядное подтверждение.

Очень важные сведения дает Г. Гердт и по метаморфизму пород, вмещающих Андийский батолит. Эрозия вскрыла отдельные его куполы на самых различных высотах. Но выясняется, что «заметный контактовый метаморфизм (с образованием хиастолитовых, силлиманитовых сланцев и андалузитовых и кордиеритовых роговиков, с. 126) наблюдается только в их более глубоких частях». А те же породы «на уровне верхних частей, и особенно в кровле интрузивов, иногда пронизаны целыми системами пластовых и поперечных жил, но явления контактового метаморфизма в них почти не заметны» (с. 283). Этот пример интересен и тем, что он особенно отчетливо фиксирует ведущую роль прогрессивного метаморфизма в разрастании магматических куполов: ослабевает метаморфизм и прекращается рост купола. Из приведенной цитаты видим, что там, где взламывалась кровля магматического купола (на что указывает в данном случае обилие в ней жил гранитов и аплитов), в условиях резкого падения внешнего и, соответственно, флюидного давления, ослабление метаморфизма, вплоть до полного его прекращения, происходило в первую очередь в кровле апикальной части магматического купола. То есть то, чего никогда не наблюдалось и никем не описывалось в контактовых ореолах куполов гранитоидных плутонов регионального метаморфизма, разрастающихся в условиях постепенного снижения литостатического давления. Тем более этого трудно ожидать в случае интрузии глубинной магмы, в обычном понимании значения этого слова.

Ценные сведения о геологических условиях образования Андийского батолита мы находим и в публикации Х.Муньос Кристи (1959), который дал характеристику обширного выхода его на дневную поверхность в Чили. Он пишет: «этот крупный батолит на некоторой глубине, вероятно, распространяется на всю ширину территории Чили, протягиваясь к западу под Тихий океан и к востоку к восточному подножию Анд... Крупные массы изверженных пород протыкают вулканогенные породы верхнего мела и возвышаются над ними в виде холмов ... О механизме интрузии батолита имеется мало сведений... Интрузия, по-видимому, была обусловлена активным внедрением магмы, сопровождаемым некоторой мигматизацией... В других местах, по-видимому, преобладающим фактором являлось магматическое обрушение, в результате чего там имеет место отчетливое разделение между вмещающими породами и интрузивами». Именно в этих местах им вместо мигматизации в зоне контакта и указываются эруптивные брекчии с «угловатыми глыбами вмещающих пород в массе батолитового интрузива». «Гнейсовый облик и мигматизация, - пишет этот исследователь, - значительно более резко выражены в Береговой Кордильере, вероятно, в связи с тем, что в названном хребте вскрытые нижние горизонты, в которых магматические явления могли развиваться с большей эффективностью, более доступны для наблюдения» (с. 194-195). Как видим, наблюдения и выводы и этого исследователя Андийского батолита полностью соответствуют тем заключениям, которые позволяют утверждать, что нормальный контактовый и региональный метаморфизм является результатом развития одного и того же геологического процесса, который с продвижением на более высокий гипсометрический уровень меняет форму своего проявления.

Сопоставляя наблюдения геологов старшего поколения по Андийскому батолиту с заключениями Д.Брауна и А.Массет, нужно признать, что внедрение магмы из глубинного очага плавления континентальной плиты сквозь мощную толщу гнейсов Бразильского щита (см. Рис. 28) отражает лишь их представления, которые исходят из общих положений глобальной «теории тектонических плит», но не получают подтверждения в конкретном фактическом материале геологических наблюдений. Говоря о «тектонике плит», более вероятно, что разломы в литосферных плитах, при их погружении в мантию, лишь создавали благоприятные условия для миграции глубинных флюидов из зон конвекции на границе нижней коры с мантией к поверхности Земли, что и вело к формированию в верхней коре термальных флюидопотоков, зарождению и росту магматических куполов.

15. Исключительно важными для познания процесса зарождения и разрастания магматически куполов были наблюдения, полученные Ф.Н.Шаховым при исследовании своеобразных включений в роговиках контактового ореола гранитов на Юго-Восточном Алтае (1970). Эти включения, названные им «пегматоидами», были обнаружены в поле биотитовых и биотит-амфиболовых роговиков, образовавшихся по алевролитам, глинистым сланцам и мергели-

стым породам позднего палеозоя, среди которых кое-где выступают на дневную поверхность небольшие купола залегающего глубже крупного массива биотитовых гранитов. «Пегматоидные» включения в роговиках явно тяготеют к куполам гранитов (Рис. 31). Пегматоиды вблизи контакта с гранитами разнообразны по величине, форме, строению и составу (рис. 32). Размеры их меняются от нескольких миллиметров до 30 см. Форма овальная, иногда угловатая или жилообразная. Крупные включения «напоминают пегматиты, но их нельзя назвать пегматитом, хотя в образовании его, несомненно, играли большую роль летучие растворы».

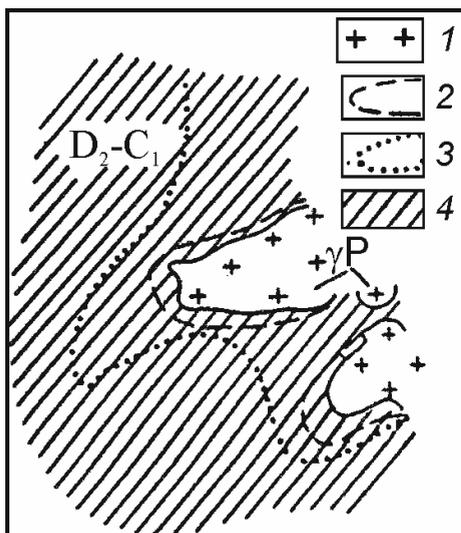


Рис.31 Схема геологического строения района в местах выхода гранитных куполов. (Ф.Н.Шахов и др., 1970)

1 - биотитовые граниты; 2 - граница распространения пегматоидных образований в роговиках; 3 - граница развития роговиков, сменяющихся менее метаморфизованными породами; 4. Неизмененные породы.

Рассмотрим основные черты строения «пегматоидов» и проследим процесс их развития по мере усиления метаморфизма и приближения к гранитам. Вскрытые эрозией апикальные части гранитных куполов, - пишет Ф.Н.Шахов, - характеризуют движения, близкие по времени к моменту остановки его роста. Отходящие от купола апофизы гранит-порфиров пересекают пегматоиды, «а это означает, что летучие, способствующие их образованию, отделялись от расплава в более раннее время, когда купол, возможно, еще только подходил к уровню современного эрозионного среза». Из того факта, что пегматоиды встречаются только вблизи контакта с гранитами купола следует, что они образовались в условиях максимально глубокого прогрева роговиков, в обстановке вполне сопоставимой с областями регионального метаморфизма, где гнейсы и мигматиты также составляют непосредственное окружение куполов гранитов. Пегматоиды распространены преимущественно в биотитовых роговиках, реже в биотит-амфиболовых. В амфиболовых роговиках и амфиболитах в той же ситуации встречаются шпирообразные гибридные включения «диоритового облика».

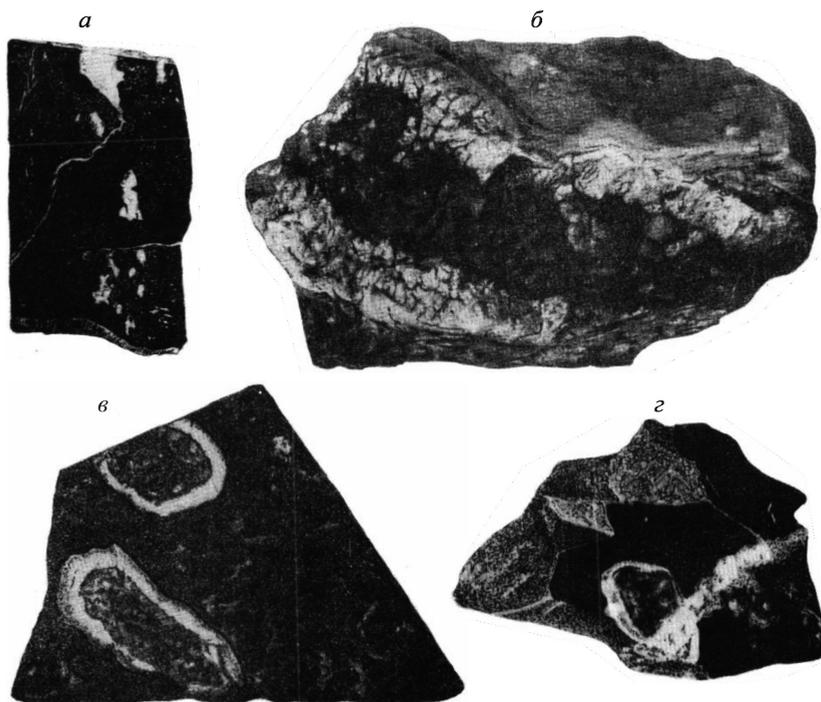


Рис. 32. Пегматоидные включения в биотитовых роговиках:

а - тонкие включения, б - крупная шлира, в - небольшие включения с ярко выраженными оторочками биотита, кварца и крупнозернистого агрегата биотита в ядре, г - пересечение включения жилкой гранит-порфира.

Главные минералы биотитовых роговиков из зоны распространения пегматоидов - кварц и биотит, в массе которых под микроскопом наблюдаются порфиробласты ситовидного мусковита и скопления ситовидных крупных кристаллов олигоклаза. Те и другие местами образуют в основной массе породы небольшие шлирки, что рассматривается как результат развития «в отдельных точках роговика особо интенсивной локальной перекристаллизации». В шлифах из этих пород встречаются жилки плагиоклаза и жилки, состав которых (кварц, плагиоклаз, слюда) приближается к гранитному. В целом по результатам исследования биотитовых роговиков делается вывод: «в зоне пегматоидов роговики испытали повышенную перекристаллизацию в условиях усиления движения летучих; минеральные преобразования в этих местах происходили при более высоких температурах, чем температура перекристаллизации пород в биотитовых роговиках; связать эти дополнительные изменения в роговиках возможно лишь с движением гранитного купола вверх, с его ростом».

Состав и строение пегматоидных включений усложняется с увеличением размеров, но при этом всегда сохраняется их общее свойство: они полосчатые, с ритмичной сменой к центру полос разного состава. Самые мелкие пегматоидные включения внешне и под микроскопом имеют вид «телец неправильной формы». Во вмещающем биотитовом роговике начальный метаморфизм был еще

не очень велик. Сохраняется бластообломочная структура. В самом пегматоиде главное преобразование роговика на этой стадии заключается в перекристаллизации кварца и в поведении биотита. Главный компонент такого включения - гранобластический кварц без бластообломочной структуры. Биотит, исчезая из центральной части включения и укрупняясь в размере зерна, концентрируется по его краям. «Такая полоска биотита на периферии включения определяет самый простой случай полосчатой текстуры». В качестве новообразованных минералов в составе включения отмечаются призмы плагиоклаза, в одном случае встречено зерно микроклина неправильной формы, размером 0,14 мм.

Наряду с включениями такого рода наблюдаются также мелкие, но более сложные образования, в которых биотит концентрируется не только на периферии, но и в центре скоплений кварца. «Получается, как бы ритмичная полосчатость: центр - биотит и кварц, ближе к периферии-пояс кварца почти без биотита, внешняя оболочка - биотит» (152, с. 65)..

Анализ особенностей строения мелких включений показывает, что процесс преобразования роговика в пегматоид заключается в перекристаллизации его с интенсивностью, превышающую интенсивность перекристаллизации породы в роговике. При этом исчезает бластообломочная структура и начинает исчезать биотит. Сохранившиеся зерна его увеличиваются в размере. В целом, с усилением интенсивности перекристаллизации происходит ритмичное перемещение биотита с изменением его состава, «что очень напоминает метаморфическую дифференциацию при образовании кристаллических сланцев». Результаты микрозондового определения содержаний калия, магния и железа в биотите роговика, внешней оболочки и ядра пегматоида показали, что перемещение биотита сопровождалось изменением его состава.

Табл. 3. Изменения в составе биотитов пегматоида зонального строения

Место взятия пробы	Содержание элементов, %		
	Fe	Mg	k
Роговик	18,46	4,17	6,78
Внешняя оторочка	17,37	5,25	6,78
Ядро	16,75	5,14	7,35

«Приведенных результатов недостаточно, - пишет Ф.Н.Шахов, - чтобы распространить характер изменения состава на другие пегматоиды. Но этого материала достаточно, чтобы утверждать, что в процессе перекристаллизации изменяется состав минералов, и что при формировании ядра калий, по-видимому, более подвижен, чем при образовании роговика. Во всяком случае образование пегматоида есть локальное усиление перекристаллизации породы, вероятно, связанное с движением летучих, в данном случае калия. Процесс явно прогрессивный. В какой-то мере с этим согласуется и увеличение Mg в центре включения» .

Обобщая описание мелких пегматоидов Ф.Н. Шахов заключает, что с уве-

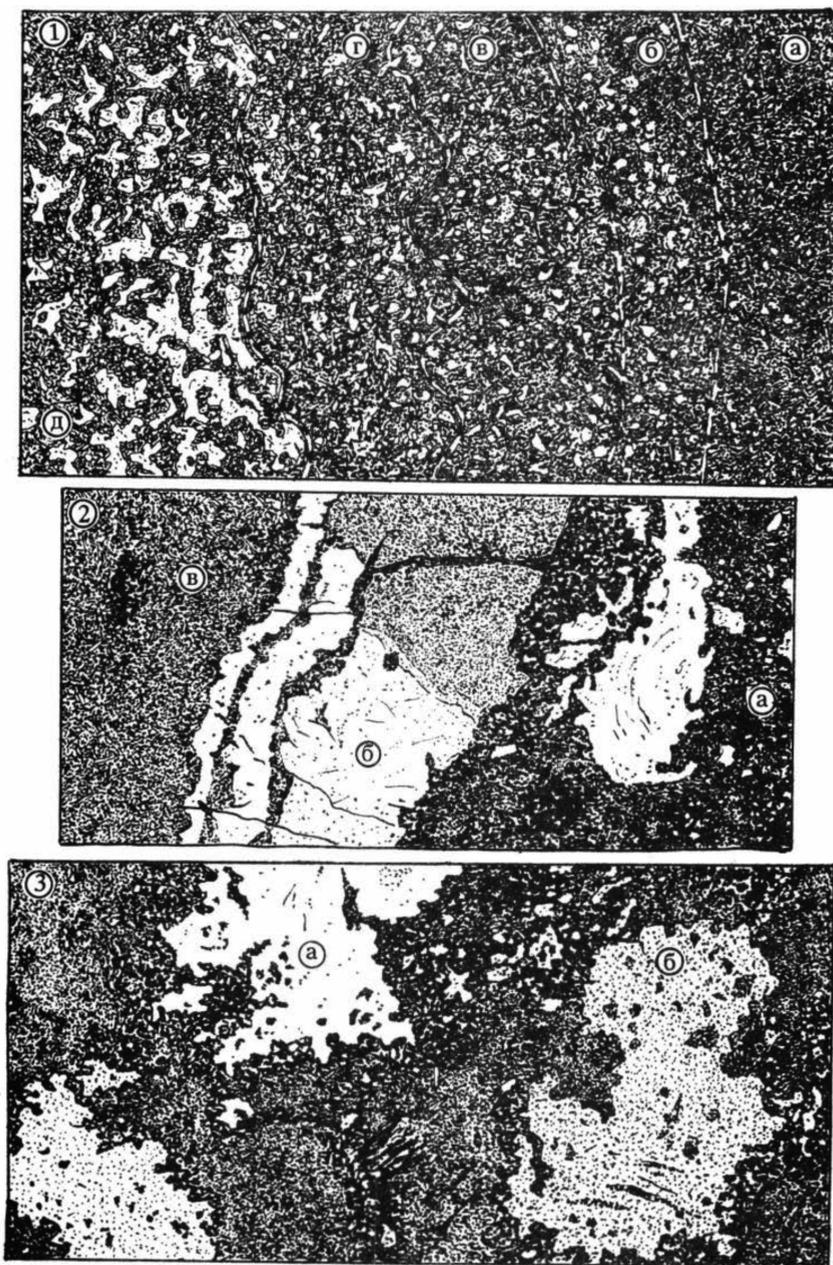


Рис. 33 - особенности строения пегматоидных включений под микроскопом:

33/1 - ритмичная полосчатость небольшого пегматоида с укрупнением величины зерна от периферии включения к центру; буквы в кружках - оторочки: а - роговик; б - биотитовая (сгущение биотита); в - кварцевая; г - крупнозернистого биотита; д - ядро. Ник.+, ув. 32; 33/2 - крупнозернистые ритмические полосы кварца (б) в кварцевой оторочке (в) пегматоида, а - ядро. Ник.+, ув. 80. 33/3 - ситовидные включения в кварце на периферии ядра (а). Величина зерен кварца и включений в них к центру ядра быстро увеличивается. Ник.+, ув. 105, при исследовании.

личением размера в строении и развитии их происходят усложнения. Роговики в их окружении всё более обогащаются наложенным биотитом. Нередко в пределах одного включения отмечается несколько ядер, окруженных общими оторочками (рис.34). Кварцевые оторочки, лишённые биотита, становятся обширней и похожими на кварцит. Величина зерна в них мало отличается от кварца в роговике. И в этом мелкозернистом агрегате развиваются ритмические полосы крупнозернистого кварца, а в промежутках между ними сохраняется тонкозернистый кварцит внешней оторочки. «Можно думать, что оторочки крупнозернистого кварца возникли позже мелкозернистого кварцита. Включения мелкозернистого кварца имеют ситовидный характер» (с.65-67).

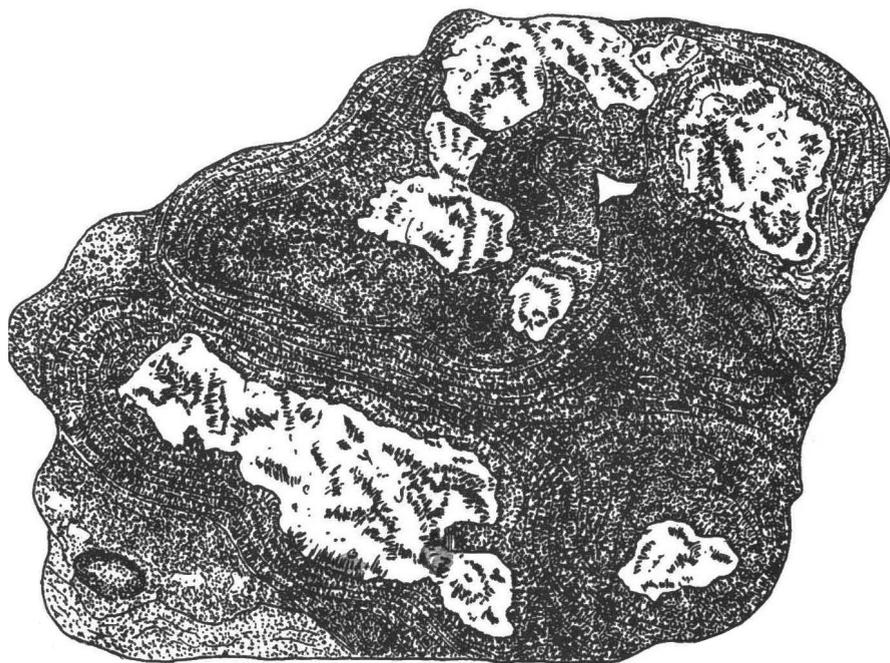


Рис. 34. Сложное пегматоидное включение с несколькими ядрами: белое - кварц, черное (внутри включений) - биотит; 0,7 натур. вел.

С приближением к ядру пегматоида возрастает роль ритмических полос крупнозернистого кварца, в промежутках которого сохраняется тонкозернистый кварцит внешней оторочки. На периферии ядер таких включений «очень часто развивается ситовидный кварц, с величиной зерна, быстро увеличивающейся по направлению вглубь ядра. В краевых зернах кварца размеры включений соответствует размерам зерна кварцевой оторочки, а с глубиной включения становятся крупнее и, кроме кварца, в них появляется биотит». Из всех этих наблюдений был сделан вывод, что «ситовидные зерна кварца выросли позже, на фоне уже перекристаллизованной породы, затягивая и относительно крупные зерна кварца и биотита начального центра пегматоида. Ситовидными бывают и крупные пластинки биотита. Но в центре ядра пегматоида

наблюдаются зерна кварца уже без ситовидных включений». В кварце ядра пегматоида также наблюдались включения граната, который в роговиках встречается в виде порфиробласт. «По-видимому, крупнозернистое ядро является поздним формированием. Образование пегматоида происходило от периферии к центру, в котором перегруппировка минерального вещества осуществлялась дольше, интенсивней и сложнее», - пишет Ф.Н.Шахов (с.67-68).

Самые крупные пегматоиды характеризуются усложнением не только строения, но и состава. Встречаются минералы, содержащие литий (биотит «с бледными тонами плеохроизма, напоминающий цинвальдит»), и бор (турмалин). Отмечены два типа крупных образований, общим для которых является то, что пегматоид всегда отделяется от роговика оторочкой кварцита. В одном случае наблюдалось, что за внешней оторочкой кварцита сразу же следует полевошпатовая зона (зональный олигоклаз, иногда шахматный альбит), которая сменяется центральной частью ядра с цинвальдитоподобной слюдой и амфиболом. В другом случае внешняя кварцитовая оторочка (2-3 мм) сменяется зоной турмалина с плагиоклазом, мощностью в 3-4 см, где оба минерала развиваются, замещая перекристаллизованный кварц роговика.

В жилообразном пегматоиде наблюдается та же перемежаемость полосок кварца и биотита, как и в обыкновенных пегматоидах. Но здесь среди полосок кварца порой наблюдаются «ярко выраженные» полосы крупнозернистого биотита, сосредоточенного в центре жилки. В целом ритмическая полосчатость в шлифе очень напоминает кристаллизационную полосчатость метаморфических пород (с. 67).

Из приведенных описаний процесса образования пегматоидов в роговиках видно много общего с тем, что наблюдалось нами во внутренних зонах контактового ореола Каркаралинского и Кошрабатского плутонов, а именно: 1) Появление в основной массе мелкозернистых биотитовых роговиков пятнистых скоплений крупнозернистого биотита; 2) Образование полосчатых и пятнистых скоплений порфиробласт олигоклаза с концентрацией раннего биотита на краю скопления, а более позднего и более зернистого в середине его, совместно с более поздним кварцем; 3) Обычное отсутствие в скоплениях олигоклаза калиевого полевого шпата, из чего следует, что на этой ступени развития прогрессивного метаморфизма, как и при образовании «пегматоидов», температура метаморфизма еще не достигала значений, необходимых для кристаллизации калиевого полевого шпата.

Гранит купола, как это показано на рис. 31, занимает центральную, наиболее прогретую часть термального поля пегматоидов. В граните встречаются крупные обломки метасоматически измененных роговиков. А это, - пишет Ф.Н. Шахов, - «уже свидетельствует о движении летучих с раздроблением роговиков в кровле массива». Приводится фотография обломка роговика в граните, местами почти полностью превращенного в кварцит.

В самом кварците биотита нет, но отмечаются жилки гранитоподобного со-

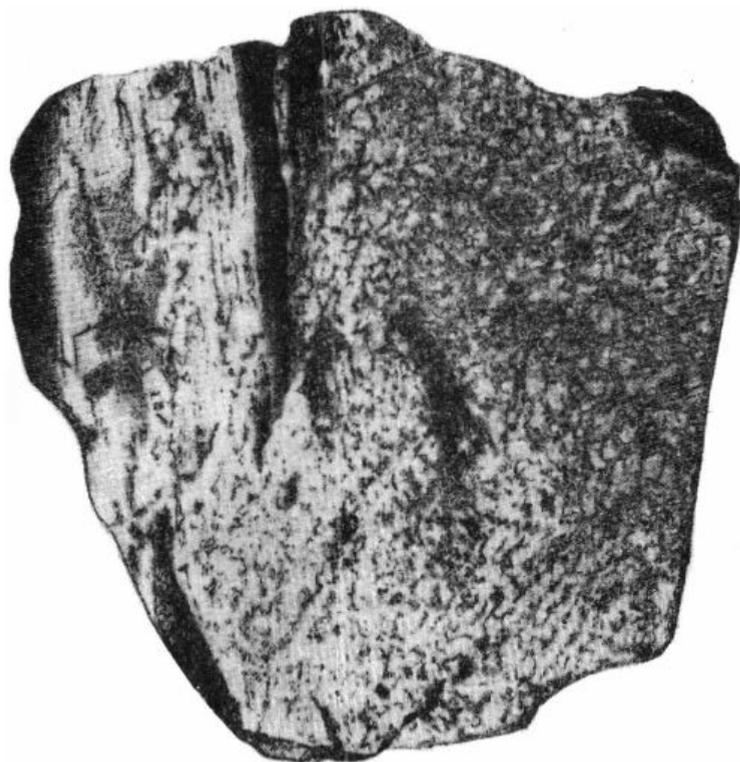


Рис. 35 Обломок частично превращенного в кварцит роговика в граните.

Черные полосы - реликты роговика. Граница гранитоида и кварцита неясная, размытого характера.

става (альбит, кварц, мусковит, слюда типа цинвальдита с примесью зерен апатита). Гранит на границе с кварцитом по составу, в целом, не отличается от них. Он сложен крупными кристаллами плагиоклаза (альбит?), щелочного полевого шпата и кварца в цементе из интенсивно

перекристаллизованного в кварцит роговика. Структура его «по форме и содержанию очень напоминает шпирки полевых шпатов в перекристаллизованном роговике» (с. 70). Несомненно, пишет Ф.Н.Шахов, «так начинается продвижение гранитоидной магмы. Возникающая порода явно носит гибридный характер, но на небольшом расстоянии от контакта уже имеет вид нормального гранит-порфира с фенокристаллами кварца и плагиоклаза. В куполе происходит перемещение вверх магматического расплава, имеющего характер пропаривания пород, ранее превращенных в роговики. В этом процессе принимают большое участие летучие. Они преобразуют роговики в кварциты, а затем и в гранитоидные породы. Правильнее, пожалуй, думать, что движется не магма, а магмообразование» (с. 70). «Образование пегматоидов есть наложенный на роговики процесс», - заключает Ф.Н.Шахов. К этому можно только добавить, что процесс начинался, очевидно, с возникновения в роговиках избыточного газового давления, что и приводило к развитию в них трещин разрыва, «рваный» характер которых отражается в неправильно-угловатой, несколько сплюсненной в боках, а в отдельных случаях и отчетливо выраженной жилообразной формой тел пегматоидов.

Образование кварцитов в роговиках Ф.Н. Шахов рассматривает как одну из ступеней местного усиления интенсивности перекристаллизации. «С метасоматизмом в обыкновенном значении этого слова связывать их образование затруднительно. Кроме того, кварциты в поле купола наблюдаются только в биотитовых ро-

говиках. Состав их, по-видимому, в какой-то мере зависит от состава изменяемых пород и привнос материала мало искажает первоначальный геохимический облик породы... Следует отметить, что в природе такие кварциты встречаются нередко, но обыкновенно рассматриваются как гидротермальные образования.» В подтверждение этого им приводится ряд примеров из текущей литературы. Между тем их образование, - пишет он, - лишь указывает на раннюю стадию отделения летучих от движущегося купола, и работа летучих в этом случае мало напоминает гидротермальный процесс. Преобразование имеет прогрессивный характер» (с.72).

16. Расчет баланса вещества на разных этапах формирования Каркаралинского плутона показал, что палингенное образование его было возможно лишь при условии дополнительного привноса ряда химических элементов, главными из которых, как мы писали тогда, были калий, кремний и фтор. При этом получалось, что интенсивность привноса должна была последовательно нарастать от раннего этапа формирования плутона (кварцевые диориты, гранодиориты) к этапу биотитовых, достигая максимума на этапе образования магмы аляскитовых гранитов.

Таблица 4. Баланс вещества при палингенном образовании Каркаралинского плутона (вес./объем. %)

Этапы		Гранодиориты, кварцевые диориты	Биотитовые граниты	Аляскитовые граниты
Привнос	Si	—	5,03/5,57	7,41/8,20
	K	1,27/3,95	2,31/7,20	2,35/7,33
	F	0,02	0,015	0,051
Вынос	Ti	—	0,14/0,09	0,17/0,10
	Fe	—	2,11/0,72	1,86/0,64
	Mg	0,18/0,27	0,99/1,54	1,05/1,63
	Ca	0,0,6/0,11	1,81/3,12	1,83/3,17

В общих чертах эти наблюдения совпадают с заключениями Д.С.Коржинского об участии в процессах «магматического замещения» водных растворов щелочных металлов и летучих кислот, «увлекающих с собой некоторые количества других компонентов» (1972, с.145). Его гипотеза о гранитообразовании под воздействием восходящих «трансмагматических существенно водных растворов с устойчивой концентрацией щелочных металлов, вызывающих метасоматические изменения пород их плавление, а далее, придя в равновесие с составом боковых пород, лишь их метаморфизм», казалось бы хорошо отвечает основным фактам геологических наблюдений в контактовых ореолах изучавшихся нами гранитоидных плутонов, как и результатам расчета баланса вещества, выполненного на примере Каркаралинского массива. Хорошим подтверждением этой гипотезы может служить и Магнитогорский плутон, где в ходе геологической съемки на отдельных площадях в остатках его

кровли было выявлено широкое развитие процесса «фельдшпатизации» вулканических пород основного состава с выносом из них железа, магния и кальция (93). А позже, при более детальных исследованиях с применением буровых работ, практически по всему периметру контакта плутона в сравнительно узкой приконтактной полосе было установлено резкое обогащение вулканических пород основного состава калием, что можно было объяснить только его привносом из глубин Земли (см. ч.4, рис. 3).

Достаточно определенно возможность существования на больших глубинах Земли источников калия, внешних по отношению к возникающим магматическим очагам, теоретически была обоснована В.С.Соболевым (1970). Исследуя причину специфики химического состава лейцитовых базальтов, он обратил внимание на нарушение в них обычной для магматических пород прямой зависимости калиевости от железистости пород и содержания в них кремнезема, что и позволило ему утвердиться в таком положении, которое к тому же подтверждалось обнаружением ксеногенного флагопита в ксенолитах, вынесенных кимберлитами «из очень глубоких частей земной коры или верхней мантии» (122). Такие же аномалии, что и в лейцитовых базальтах, были выявлены позже и нами в комплексах пород «высококалиевой» вулканогенной формации Центрального Карамазара (Северный Таджикистан). Локализация этих комплексов в пределах прослеживаемой на десятки километров линейной «сквозной» структуры также подтверждала возможность формирования их при участии «глубинного» калия (100).

Вместе с тем, прослеженный Ф.Н.Шаховым процесс преобразования биотитовых роговиков в «пегматоиды», как и результаты наших исследований пород контактового ореола Каркаралинского плутона, дают прямые геологические доказательства высокой подвижности в процессе прогрессивного метаморфизма и калия, входящего в состав самих метаморфизируемых пород. Но вместе с тем мы обратили внимание также и на тот факт, что в роговиках Каркаралинского плутона при этом не всегда параллельного с калием увеличивалось содержание кремнезема - второго главного (по Д.С. Коржинскому) компонента «привноса». Нет корреляции в «привносе» калия и кремнезема и с переходом от одного этапа гранитообразования к другому (см. табл. 4) Поэтому говорить о существовании неких специализированных на гранитизацию глубинных потоков растворов «кремний-щелочного состава», под воздействием которых развивались процессы метаморфизма и палингенеза, вряд ли возможно. Состав, «гранитизирующих» растворов, как и природа их, вероятно, еще не достаточно изучены. В этой связи вновь обратимся к результатам исследований В. М. Гольдшмидта в области Ставангер, как классического объекта, где впервые был выделен и описан так называемый «инъекционный» тип контактового метаморфизма, который, по его заключению, развивался в условиях совместного привноса из магмы формирующегося гранитоидного плутона щелочей и кремнезема.

По наблюдениям В.М. Гольдшмидта самые ранние проявления «инъекционного метаморфизма» фиксируются уже на расстоянии до четырех километров от плутона, где мусковит в кварц-мусковит-хлоритовых сланцах «обыкновенного» регионального метаморфизма начинает замещаться биотитом, а структура породы усложняется появлением мелких узелков с зернами граната. Одновременно с этими изменениями в сланцах появляется альбит, сначала в виде скоплений мелких зерен в основной массе породы, а затем и в виде порфиробласт размером от 1-2 до 4.0 мм. Обогащение альбитом пород уже на ранних стадиях метаморфизма, и притом на таком значительном удалении от плутона, В.М.Гольдшмидт объясняет привносом щелочей из магмы, сначала натрия, а затем, ближе к гранитам, и калия. Что и фиксирует, по его заключению, начало перерастания «обыкновенного» регионального метаморфизма в «пневматолитовый» контактовый. Но при этом возникает естественный вопрос: как оценить роль и степень участия в процессах метаморфизма щелочей «глубинных», привносимых из магмы, и щелочей, содержащихся изначально в самих метаморфизируемых породах? На эти неопределенности давно обратили внимание еще основоположники учения о метаморфизме У. Грубенман и П.Ниггли (1904), которые писали: «Большей частью труднее доказать привнос калия, чем привнос натрия, потому что только в исключительных случаях образуются породы, химизм которых не свидетельствует о чисто осадочном характере. Где происходил привнос обеих щелочей, нам кажется, что привнос калия вообще более ранний, чем привнос натрия, связанный большей частью с пневматолитическими фазами» (28. с.184).

Нами, как и в области Ставангер, тоже отмечалось развитие альбита с образованием мелких скоплений, типа адинолей, во внешних зонах контактового ореола Каркаралинского плутона, притом также на большом (до 4 км) удалении от выходов гранитов. Но эти скопления альбита, как и пишут У. Грубенман и П. Ниггли, здесь также возникали уже после того, как хлорит метаморфизируемой осадочной породы был частично замещен биотитом. (99, с.103, 111-112, 127; фото 30). В этом отношении наши наблюдения и заключения по ним принципиально расходятся с заключением В.М. Гольдшмидта о «пневматолитовом» привносе натрия на самых ранних стадиях контактового метаморфизма. Притом, раньше калия и на расстояния до 4 км. По данным таблицы химических анализов типовых пород контактового ореола гранитов области Ставангер (в пересчете на молекулярные количества), заимствованной нами из монографии У.Грубенмана и П. Ниггли (1933, с.182), мы попытались сами проследить основные тенденции изменения их химического состава в зависимости от нарастания интенсивности метаморфизма и приближения к гранитам. При этом мы воспользовались только данными по тем компонентам, которые интересуют нас в данном случае: кремнезем, щелочи и сумма оснований - окислов железа, магния, марганца.

Таблица 5. Прогрессивный метаморфизм в обл. Ставангер

Породы, зоны	Коэффициенты			
	Si	Fm	Alk	K
1. Филлиты:				
Кв - Му - хлоритовый (среднее из 18)	231	34	16	0,71
Кв - Му - Хл - с гранатом (среднее из 8)	220	36	16	0,67
Кв - Му - Бт- гранатовый	230	5,5	16,5	0,60
<hr/>				
2. Сланцы:				
Кв - Му - Бт - гранатовые: (среднее из 6)	244	37	16,5	0,48
(среднее из 4)	264	33,5	7,5	0,56
<hr/>				
3. Аб - порфиروبластовые (среднее из 6)	267	28	21,5	0,43
<hr/>				
4. Гнейсы:				
Очковые: богатый слюдой (Бру)	287	25	29	0,53
Гнейс (Росхольмен)	303	21	31	0,43
Слоистый (Line): темный слой:	355	15	31	0,47
светлый слой:	-	-	-	-
<hr/>				
5. Гранит (В. Фирлиг)	446	10,5	37	0,55

Уже ближайшее рассмотрение таблицы, как и пишет В.М.Гольдшмидт, отчетливо указывает на существование ясно выраженных тенденций в изменении не только минерального, но и химического состава пород в процессе метаморфизма, интенсивность которого находится в прямой зависимости от близости к гранитам.

В группе филлитов, характеризующих три самые ранние стадии метаморфизма, коэффициент Si минимальный и заметно изменчивый (231-220), что вполне могло отражать первичную неоднородность содержаний кремнезема в исходных осадочных породах. Но затем этот коэффициент начинает быстро и притом довольно равномерно возрастать с переходом в зону кристаллических сланцев, где достигает максимума в альбит-порфиروبластовых сланцах (267), и еще более увеличивается в зоне очковых гнейсов (287-355). Точно также ведет себя и коэффициент Alk, характеризующий общую щелочность пород. В зоне филлитов он практически не меняется (16-16,5), постепенно увеличивается в

зоне кристаллических сланцев (16,5-17,5, с максимумом в альбит-порфиобластовых сланцах -21,5) и резко «подскакивает» в зоне очковых гнейсов (29-31). Так как все эти изменения в поведении щелочей и кремнезема имеют отчетливо выраженный закономерный характер, то казалось бы вполне логичной и их интерпретация В.М.Гольдшмидтом, с заключением о постепенном перерастании «обыкновенного» регионального метаморфизма в метаморфизм «пневматолитовый» с привнесом из гранитной магмы щелочей и кремнезема. При этом резкий скачок в увеличении содержания щелочей в очковых гнейсах он объясняет уже прямой инъекцией флюидов и гранитной магмы в метаморфизируемые породы, а полосчатые их разновидности рассматривает как настоящие инъекционные образования.

Но, как следует из данных таблицы 5, почти строго параллельно коэффициентам Si и Alk меняется и коэффициент Fm, притом в прямо противоположном направлении. А это значит, что последовательное снижение коэффициента Fm совсем не обязательно объяснять привнесом кремнезема и щелочей из магмы. Оно могло произойти и вследствие выноса из метаморфизируемых пород железа, магния и других оснований, как это обнаруживается, например, при исследовании контактовой зоны и ксенолита роговиков в гранитах Каркаралинского плутона (см.п. 11). Иными словами - в процессе дебазификации пород, которая развивалась тем сильнее, чем поднималась выше температура метаморфизма (ближе к гранитам) и, соответственно, возрастала активность щелочей и их миграция.

Обратим внимание еще на одно обстоятельство. Самый высокий коэффициент k, характеризующий отношение калия к натрию, наблюдается в филлитах (0,7-0,6). С переходом в зону кристаллических сланцев, и далее в зону гнейсов, он несколько снижается. Но, в общем, меняется мало (0,56-0,43), не обнаруживая при этом какой-либо зависимости от интенсивности метаморфизма. Так, к примеру, такие породы, как кварцево-двуслюдной гранатовый сланец, альбит-порфиобластовый сланец и очковый гнейс, которые сформировались при разной температуре метаморфизма, характеризуются близким, почти одним и тем же коэффициентом k (0,48, 0,43, 0,43). А очковые гнейсы («а» и «б»), образовавшиеся в условиях близкой температуры, но по разным породам, по этому же признаку существенно различаются (0,53 и 0,43). И всё это наблюдается на фоне неуклонного, по мере развития метаморфизма, увеличения общего содержания щелочей (коэффициент Alk), что трудно объяснить привнесом щелочей из магмы плутона. Не исключено, а в данном случае и более вероятно, что рост коэффициента Alk в ходе развития метаморфизма обязан не так поступлению щелочей из магмы, как усилению миграции калия и натрия самих метаморфизируемых пород при повышении температуры метаморфизма с постепенным накоплением их в породах всё более высоких ступеней метаморфизма. О том же свидетельствует и тот факт, что коэффициент k (отношение калия к натрию) в разных зонах метаморфизма колеблется вблизи одних и тех же цифр. А это значит, что на-

блюдаемые неравномерности соотношения разных щелочей в метаморфических породах существовали изначально и мало менялись в течении всего времени развития метаморфизма.

17. Последовательное нарастание интенсивности метаморфизма пород контактового ореола в направлении к гранитоидным плутонам - эмпирически установленный факт. Но это совсем не означает, что источником тепла при контактовом метаморфизме служило само гранитное тело, как это нередко понимается и ныне. Региональный метаморфизм развивается «лишь в условиях прохождения через породы, претерпевающие метаморфизм, повышенных количеств тепла и, возможно, воды», писали еще в 1960 году Ф.Тернер и Дж.Ферхуген (129, с. 575). Но то же, очевидно, относится и к контактовому метаморфизму, что уже тогда понимали и указанные исследователи, не делая в этом смысле различия между метаморфизмом региональным и контактовым. Источники метаморфического тепла при региональном метаморфозе в те годы еще не могли быть достаточно уверенно определены, но авторами указанной работы уже тогда предполагалось, что они, «вероятно, связаны с глубинными нарушениями в мантии» (там же, с.576), что и получило в дальнейшем подтверждение.

Существование в мантии крупномасштабной конвекции и обусловленное ею возникновение разнообразных плюмов уже давно признано установленным фактом (19, 125). Выяснилось также, что наряду с «первичной» энергией, поступающей из ядра Земли, существует и «вторичная» энергия...Её очаги возникают внутри мантии, где и зарождаются на разных мантийных уровнях тепломассопотоки - плюмы», пишет известный тектонист Ю.М. Пущаровский (102, с.1118). И иллюстрирует свою мысль модельными построениями (рис. 36).

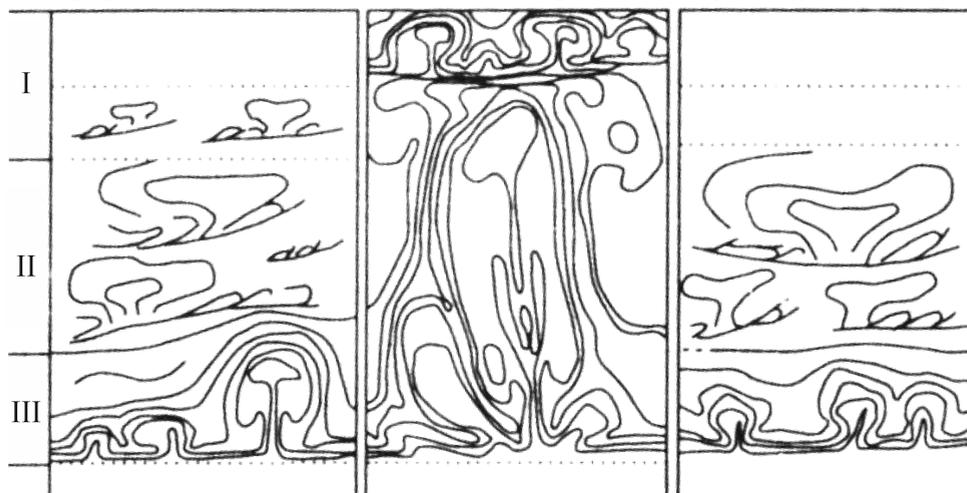


Рис. 36. Тектоно-геодинамические модели в разных сечениях мантии (Ю.М. Пущаровский, 2005):

1- верхняя мантия и зона раздела 1; 11 - средняя мантия и зона раздела 2; 111 - нижняя мантия и слой Д. Кривыми контурами показаны магнитные потоки и конвективные ячейки. В основании ячей отображены зоны тектонических срывов и сучивания масс.

Более глубокий взгляд на развитие внутрикорового магматизма, уже с позиции синэргетики («геосинэргетики»), излагает И.Л.Жуланова (2003). Ведущим фактором самоорганизации в процессе формирования магматогенных геологических структур она называет «мощные энергопотоки, действующие на протяжении длительного времени и с определенной периодичностью порождающие скачкообразные эффекты структурирования систем за счет согласованного действия всех её элементов... Переход от традиционного для геолога понятия «эндогенных» тектонических сил к понятию энергопотоков не является чисто терминологическим: он переключает внимание с проблемы природы эндогенной активности планеты вообще на вопрос о конкретных носителях - энергомассопотоках... Само понятие плюмов во многом остается пока геолого-геофизической абстракцией». Единственным физически реальным агентом теплопереноса от подошвы мантии она также считает флюид, «всега вероятней - ионизированный водород, в силу его уникальной проникающей способности и энергоёмкости» (38, с. 21-22). Что предполагали и мы, исследуя процесс формирования Каркаралинского плутона. (99, с. 205).

Флюидные потоки,- пишет И.Л.Жуланова,- «прокладывают себе (и магме) вертикальные пути к поверхности», а обязательным следствием подобного процесса должно быть формирование СГС (саморазвивающихся геологических структур) центрального типа, конических в объеме и кольцевых в плане» (с.23). И, это её заключение, как видим, полностью совпадает с нашими заключениями о формировании гранитоидных плутонов путем роста магматических куполов в процессе развития прогрессивного метаморфизма непосредственно их вмещающих пород. Возникновение и разрастание внутрикоровых очагов гранитной магмы в условиях, как регионального, так и контактового метаморфизма необходимо одинаково рассматривать в контурах, поднимающихся из глубин Земли тепловых потоков - «струй горячего материала», приобретающих во фронтальной части форму куполов, «поднимающихся как дым от сигареты в спокойном воздухе» (19, с.168). Мы уже цитировали слова Ф.Н.Шахова (п.1) о том, что движение летучих по интенсивности не может происходить равномерно в пространстве: «они должны дренироваться наиболее нагретыми участками пород, так как с ростом температуры повышается и газопроницаемость пород» . Поэтому, в контурах термальных флюидопотоков вектор тепловой энергии будет направлен вверх, а метаморфизм будет более интенсивно развиваться вдоль линий изотерм растущего теплового и магматического купола, как это схематично показано на рис. 37, а не поперек, в направлении от тела гранитов, как это обыкновенно воспринимается в плоскости современного эрозионного среза (см. 105, с.19).

В проблеме источника водных растворов, необходимых для перекристаллизации пород и развития в них прогрессивного метаморфизма, обычно предполагается две возможности и, соответственно, два их типа: самих метаморфизируемых пород (поровые растворы, вода минералов-гидратов) и внешних - из

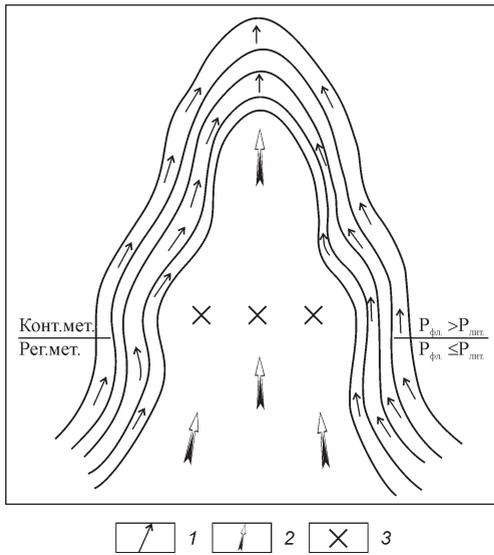


Рис. 37 Схема разрастания магматического купола в процессе прогрессивно-метаморфизма вмещающих пород.

1 - теплопоток с участием преимущественно поровых растворов метаморфизируемых пород; 2 - теплопоток с участием преимущественно глубинных флюидов; 3 - начало массового разрушения пород кровли магматического купола и её обрушения.

быть вынесена к тому времени, когда температура достигает магматических значений. Поэтому отсутствие или слабое проявление регрессивного метаморфизма в породах приконтактной зоны означает, что поток посторонней воды приходил точно в то время, когда температуры среды были наивысшими. «Едва ли это могло быть простым совпадением. Вероятно, высокие метаморфические температуры - результат потока воды», - пишут они. Гранитная магма рассматривается ими как палингенное образование, «так как она появляется более или менее одновременно с перекристаллизацией», а палингенез - как преимущественно частичное плавление, но происходившее внутри метаморфической колонки где-то на глубине. Поэтому палингенные магмы, считают они, не могут рассматриваться в качестве независимых источников тепла. Но они могут служить важным переносчиком ювенильной воды, а с ней и тепла. И вместе с тем замечают: «Однако ювенильная вода не может быть универсально присутствующей, как это видно на породах гранулитовой фации, которые, вероятно, расплавились бы, если бы воды было достаточно» (с. 320). Заметим, что значимость последнего аргумента принималась во внимание и нами, когда мы рассматривали возможность палингенного образования Каркаралинского

нижних зон более высоких ступеней метаморфизма или из подкорковых глубин Земли. При этом считается (Файф У., Тернер Ф. Ферхуген Дж., 1962), что вода, изначально содержащаяся в толщах самих метаморфизируемых пород, в условиях повышенных температур вполне может обеспечить развитие метаморфизма, вплоть до самых высокотемпературных фаций (135, с. 311). Вместе с тем указанные авторы обращают внимание на следующее обстоятельство, имеющее, по их мнению, принципиальное значение: так как внутренняя зона контактовых ореолов нередко состоит из пород относительно сухих пироксенроговиковых фаций, то и образование палингенных («влажных») магм было возможно лишь при условии привноса воды извне. И тогда она скорее всего ювенильная. Объясняется ими это тем, что большая часть первоначальной воды метаморфических пород «несомненно» должна

плутона (99, с. 207-212). Здесь же обратим внимание на те наблюдения, которые позволяют разрешить эту проблему.

Химические анализы и микроскопическое исследование пород контактового ореола Каркаралинского плутона показывают, что развитие контактового метаморфизма, хотя и неравномерно, но вполне закономерно сопровождалось ростом содержания в ороговикоподобных породах калия, с максимальными значениями его в ближайшей к гранитам зоне контактового ореола до 3,87-4,30, а в ксенолитах и до 4,93-5,35% (вес.), против 1,18-1,80 в исходных породах (99, с. 112, 115, 119). Соответственно увеличивалось и количество биотита (до 15-20%), который на высоких ступенях метаморфизма становился главным концентратором воды метаморфизируемой породы. Поэтому вполне естественно, что на еще более высокой ступени метаморфизма, в связи с разложением биотита и переходом к минеральным фациям роговиков с калиевым полевым шпатом, неизбежно должно было происходить массовое выделение гидратной воды, которое, как и пишут У.Файф и Дж.Ферхуген, действительно приходится «точно на то время, когда температуры метаморфизма были наивысшими». И, как видим, такое совпадение, совсем не случайно. Оно, по видимому, и является тем недостающим звеном в общей цепи нарастающей интенсивности метаморфического процесса, которое и было необходимо для перерастания процесса метаморфизма пород в плавление. В амфиболовых роговиках и амфиболитах то же значение могла иметь конституционная вода роговой обманки при переходе к минеральным ассоциациям с пироксеном.

18. Палингенная гранитная магма образуется в осевой, наиболее прогретой части термальных куполов. Находясь здесь она же одновременно могла служить и наиболее эффективным каналом миграции глубинных флюидов, содействуя тем самым дальнейшему разрастанию магматических куполов. Но точно оценить масштабы и доли участия в процессе палингенеза «глубинных» щелочей и, в частности калия, и калия самих метаморфизируемых пород трудно и вряд ли возможно. Можно лишь предположить, что доля «глубинного» калия, в сравнении с калием самих метаморфизируемых пород, должна быть больше при палингенном образовании гранитоидных плутонов в толщах вулканических пород, особенно основного состава. И значительно меньше в толщах терригенных и глинистых осадочных пород. Вычислено (А.А.Беус, 1972), что средние содержания калия в глинистых сланцах - 2,70, а в кристаллических сланцах - 2,65%, тогда как в амфиболитах - 0,7%. Очевидно, поэтому крупные массивы биотитовых и аляскитовых гранитов более распространены в районах с широким распространением осадочных пород и не очень характерны для эвгеосинклиналей, на что уже давно обращалось внимание (А.П. Никольский, 1941). В этом мы убеждаемся и на примере залегания хорошо знакомых нам вадрических гранитоидных плутонов восточного склона Южного Урала. Так, Магнитогорский плутон залегает практически целиком в толщах вулканогенных пород основного состава, и сложен он преимущественно биотит-роговообман-

ковыми гранитами, с резко подчиненными им биотитовыми гранитами при полном отсутствии аляскитов. А расположенный несколько восточнее, также близкий ему по времени образования, Суундукский плутон залегает в толщах существенно терригенных пород миогеосинклинали. И сложен он практически целиком биотитовыми гранитами с широким участием аляскитовых гранитов (при одинаково незначительном участии пород раннего этапа формирования плутонов - кварцевых диоритов и гранодиоритов).

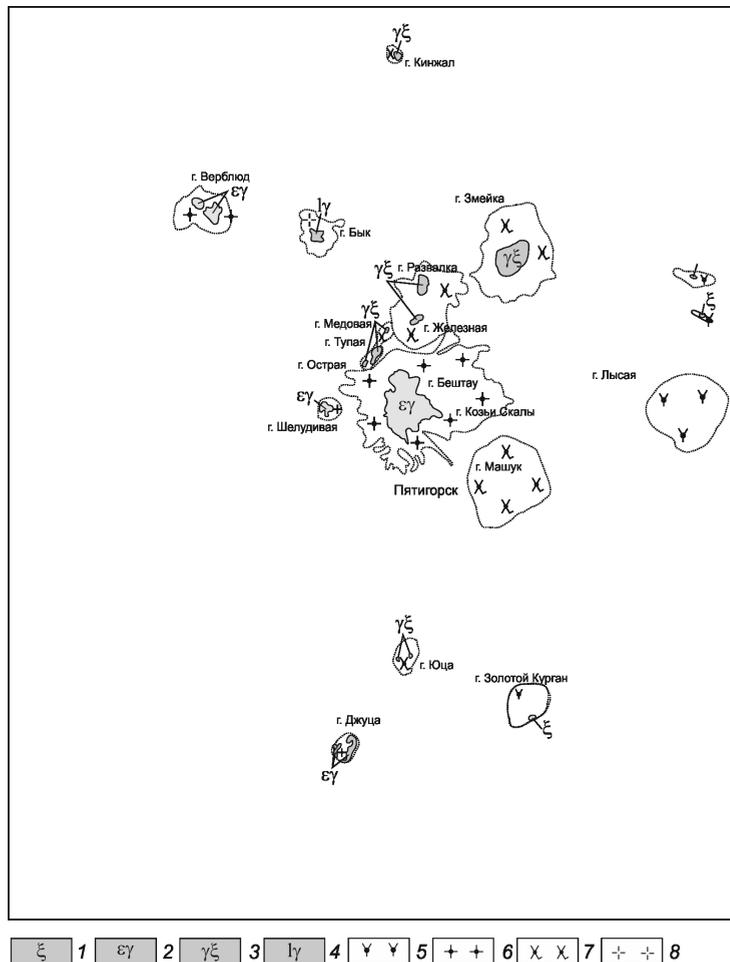
Увеличение содержания кремнезема при палингенном образовании аляскитовых гранитов Каркаралинского плутона, по сравнению с этапом формирования биотитовых гранитов (76,32 против 73,35 вес.%, табл. 4), происходило в условиях одинакового «привноса» калия (2,31 и 2,35 вес.%, соответственно). Поэтому не исключено, что расчетное увеличение содержания кремнезема в аляскитовых гранитах («привнос» - 7,41, против 5,03 вес.% в биотитовых гранитах) скорее всего объясняется не возрастанием роли его в составе «восходящих потоков щелочно-кремниевых растворов подкорового происхождения», а более интенсивной дегазацией исходных пород, которая несомненно усиливалась резким возрастанием содержания в потоках глубинных флюидов такого сильного окислителя (и растворителя) как фтор. Пик привноса его (0,51%) как раз и приходится на этап образования аляскитовых гранитов (там же, табл. 65). Глубинный характер источника фтора при формировании гранитоидных плутонов не вызывает сомнений (Р. Волах, 1968), а выделение магмой фторсодержащих флюидов в процессе роста магматических куполов формирующегося плутона подтверждается тем, что содержание его в однотипных роговиках надкупольной зоны гранитов и вне её (в боковых контактах плутона) может отличаться в 3-4 раза, что мы наблюдаем как в Каркаралинском (99, табл.37), так и в Магнитогорском (ч.4, рис. 3, в данном случае по распределению калия) плутонах. С.П.Кориковский в статье «Гранитизация как универсальный механизм анатектического гранитообразования в амфиболитовой и гранулитовой фациях» (2010), очень точно замечает, что поскольку плавление всегда происходит на пике метаморфизма и при постоянной температуре, то главным фактором анатексиса является не рост температуры, а воздействие флюидов, исходящих из магмы. «Их состав, а не только тип протолита, в первую очередь определяет состав анатектических расплавов», что мы и видим на примере Каркаралинского плутона.

II. Гранит-порфиновые и риолитовые куполы, как промежуточные образования в процессе формирования гранитоидных плутонов.

Ценные для понимания геологической стороны развития гранитообразующего процесса сведения содержатся в результатах многолетних исследований так называемых «лакколитов» района Кавказских Минеральных Вод (В. М. Дервиз, 1905; А. П. Герасимов, 1920, 1933; В. Н. Павлинов, 1948; Н.Д. Соболев и др., 1959; в новое время - Ю.Ф. Коновалов и др., 2001; Л.В. Сазонова и др, 2003; А.Г. Шемплев, 2003; А.А.Носова и др, 2005; А.С. Авдеенко, 2009 и др.).

«Все лакколиты района Кавказских Минеральных Вод располагаются на сравнительно небольшой площади узкой полосой в поле верхнемеловых и палеогеновых пород, где среди всхолмленной степной равнины... возвышается восемнадцать гор-одиночек, относительная высота которых иногда достигает над поверхностью плато 800-900 м», - писал в 1948 году В.Н.Павлинов. Он был первым, кто по материалам активно проводившихся тогда геолого-разведочных работ систематически описал всю группу этих магматических тел, весьма разнообразных по форме, размерам выходов на поверхность и по составу (рис.1).

Рис. 1 Ареал гранитоидных тел в поле верхнемеловых и палеогеновых осадочных пород района КМВ (А.А. Носова и др, 2005)
 1 -4 - выходящие на поверхность: 1 - сиениты, 2 - субщелочные граниты, 3 -граносиениты, 4 -лейкограниты; 5 -8 - не вскрытые эрозией (прерывистый контур - контур по данным геоморфологии, состав - по аналогии со вскрытой частью): 5 - сиениты, 6 - субщелочные граниты, 7 - граносиениты, 8 - лейкограниты.



А.П. Герасимов (1920), говоря о форме самого крупного из них, Бештау, вслед за В.М.Дервиз, которая посетила этот район в 1905 году, характеризовал его как «типичный лакколлит», в котором «подъем магмы сопровождался не только куполообразным вздутием осадочных пород, но и разрывами сплошности». В.Н. Павлинов (1948), не отказываясь полностью от этого определения, уточнил, что выходящие на поверхность массивы, хотя и различаются размерами, обнаруживают во многом общие черты. Все они имеют вид «кристаллических ядер, напоминающих форму перевернутой капли, луковицы или вертикально ориентированной чечевицы». Формирование их происходило на глубине 1-2 км в толще мел-палеогеновых песчано-глинистых пород с прослоями известняков и мегрелей. Процесс окончательного формирования сопровождался выдавливанием вмещающих пород вязкой магмой и перемещением их в вертикальном направлении».

Проведенное через несколько лет, с учетом новых материалов геолого-разведочных работ повторное систематическое описание «лакколлитов» района КМВ (Соболев и др., 1959) внесло в эти представления существенные коррективы. Было доказано, что во всей группе этих тел полностью отсутствуют типичные лакколлиты, определяемые автором термина, как «согласные караваяобразные тела с куполообразным верхом и плоским основанием» (Г.В.Тирель, 1932). По заключению Н.Д. Соболева (1959) в районе КМВ форма гранит-порфировых тел более близка определению «бисмалит»: куполообразные в верхней части, все они имеют форму секущих тел без каких-либо признаков плоского основания. Но позже в результате глубинных геофизических исследований (Ю.Ф. Коновалов и др., 2001; А.Г. Шемпелев, 2003) было окончательно установлено, что наблюдаемые на уровне современного эрозионного среза так называемые «лакколлиты» или «бисмалиты» продолжают и далее в глубину. Увеличиваясь в объеме и «почти сливаясь своими широкими основаниями» на глубине около трех километров переходят в единое тело, залегающее на палеозойском кристаллическом фундаменте мощностью 20-30 км. Таким образом, выясняется, что условия залегания и общая форма этого единого тела принципиально не отличаются от того, что характерно и для гранитоидных плутонов (рис. 2)

Теми же геофизическими исследованиями было выяснено, что вся область распространения «лакколлитов» КМВ находится в зоне сквозной субвертикальной нарушенности, уходящей в мантию. Верхняя граница мантии (линия Мохо) здесь под зоной сквозной структуры образует выпуклое поднятие, в пределах которого по геофизическим данным предполагаются крупные массы базальтоидного состава. Исходя из специфических черт морфологии («вблизи поверхности Земли близких трубкам взрыва») и внутреннего строения некоторых тел гранит-порфиров, в той же работе была высказано предположение, что структуры, вмещающие магматические тела, возникали в результате взрывов на глубине, в подстилающем древнем кристаллическом фундаменте, а закончились лакколлитами, которые можно назвать «неудавшимися вулканами».

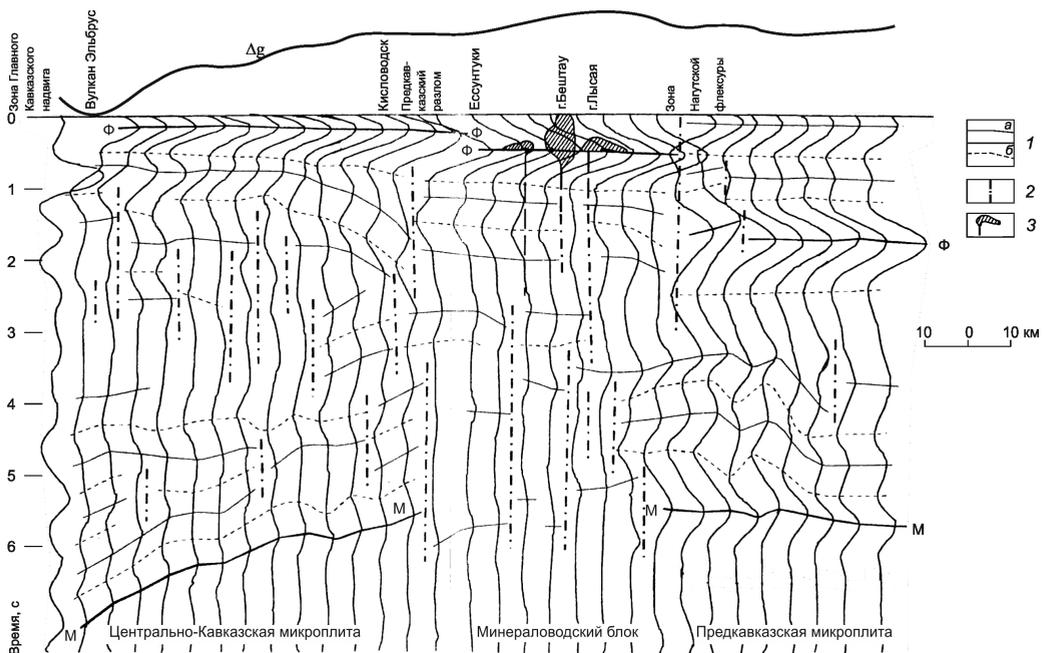


Рис. 2 - Временной разрез по MOVZ вдоль Приэльбрусского профиля (Шемпелев А.Г. 2003):

1 - оси корреляции максимальных (а) и минимальных (б) амплитуд обменных PS-волн; 2 - место нарушения коррекции волновых форм; 3 - условная проекция гранитоидного тела; Ф - поверхность кристаллического фундамента; М - граница Мохо.

Породы «лакколитов» КМВ по своему составу и в последовательности образования всеми исследователями делятся на три группы: гранит-порфиры, граносиенит-порфиры и сиенит-порфиры. При этом указывается, что четких петрографических границ между ними нет, и местами они тесно связаны взаимными переходами. Указывается также, что на поверхности Земли вся группировка магматических тел «формирует грубо изометричную, несколько вытянутую в северном направлении зональную структуру, размером 40 x 60 км» (Сазонова и др., 2003), где внешнюю зону образуют тела меньшего размера и преимущественно сиенитового состава, промежуточную - граносиенитового, а внутреннюю - существенно лейкогранитного состава (рис.3).

Центральное место в этой зональной структуре занимает и самое крупное из них - «лакколит» горы Бештау, с размерами выхода на поверхность около 4x2 км, сложенное почти целиком гранит-порфирами. По аналогии с гранитоидными плутонами это тело в срезе дневной поверхности можно рассматривать как особенно высоко поднявшийся в своем развитии и более глубоко эродированный купол в сущности своей единого многокупольного магматического образования.

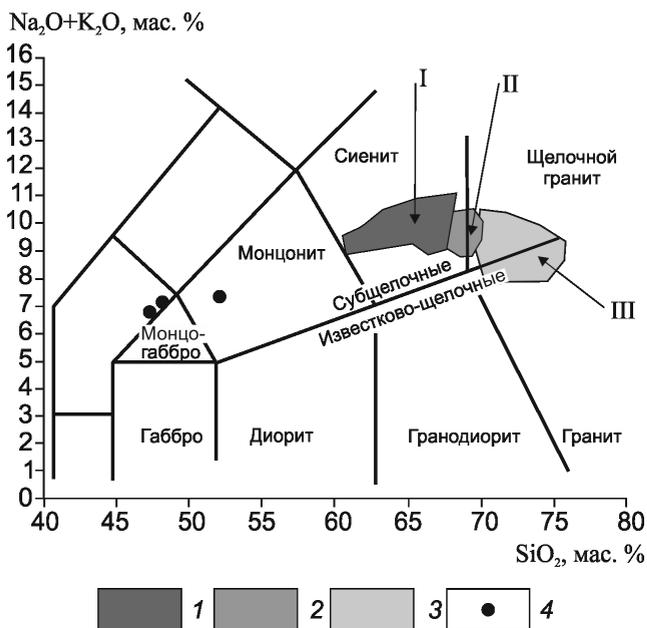


Рис. 3. Поля составов гранитоидов КМВ на диаграмме SiO₂-(Na₂O+ K₂O):

1- сиенит-порфиры; 2 - грано-сиенит-порфиры; 3 - гранит-порфиры и лейкогранит-порфиры; 4 - мафические включения. Выходы гранитоидов: | - Золотой Курган, Верблюд; || -Трахитовый Холм, Змейка, Железная, Кинжал, Медовая, Развалка, Острая, Тупая; ||| - Бык, Бештау, Джица, Козьи Скалы, Шелудивая. (Л.В. Сазонова и др. 2003)

Таблица 1. Характеристика «интрузивов» района КМВ (Н.Д.Соболев и др., 1959)

Название «интрузива»	Глубина эрозионного среза, в м	Глубина формирования, в м
Бештау	100–200	1000
Козьи Скалы	100	1000
Развалка	100	1000
Змейка	100	1000
Медовая–Тупая–Острая	100	1000
Шелудивая	100	1300
Верблюд	100	1300
Бык	50	1300
Железная	50	1600
Кинжал	50	1800
Золотой Курган	20	1800
Лысогорский Выход	0	1900
Юца	0	1900
Джуца	20	2000
Машук	Крипто	?
Лысая	Крипто	?

На схеме выходов магматических тел на поверхность (рис.1) видно, что своим размещением и удлинением форм тела они как бы намечают существование сети линий двух пересекающихся направлений - северо-восточного и северо-западного, на что обратил внимание еще А. П. Герасимов. В дальнейшем геологическая структура района КМВ, очерченная группировкой магматических тел, стала восприниматься его исследователями как «интрузивно-купольное поднятие» (А.А. Носова и др., 2005).

Примечательной чертой большинства магматических тел КМВ является почти полное отсутствие в связи с ними хорошо выраженных ореолов прогрессивного метаморфизма. По описаниям В.Н. Павлинова контактовый метаморфизм очень слабый, почти незаметный на боковых контактах магматических тел и несколько больший на куполах, их пережимах и седлах между их вершинами. То есть, наблюдается то, что уже отмечалось в апикальных частях некоторых куполов Андийского батолита, (25, с. 283). В контактах гранит-порфировых тел КМВ с глинистыми породами и песчаниками чаще наблюдается лишь их уплотнение, которое внешне проявляется в исчезновении признаков слоистости. В таких «уплотненных» породах из новообразованных минералов отмечались лишь мелкие чешуйки биотита, игольчатый актинолит, иногда секущие прожилки с зернами диопсида или «жеодок» альбита. Ширина зон уплотнения может меняться от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, но иногда (массив горы Змейка) достигает и 50-70 м, даже несмотря на малый размер выхода магматического тела на поверхность. По заключению В. Н.Пвлинова, в верхних частях формирующихся магматических тел происходило «выдавливание» блоков вмещающих пород «густой, вязкой, бедной минерализаторами магмой», что (как и в апикальных частях отдельных куполов Андийского батолита), можно объяснить давлением магмы в связи с продолжающимся на глубине прогрессивным метаморфизмом и возрастанием объема палингенной магмы (см. ч.1, п. 14).

В гранит-порфировых телах КМВ встречаются многочисленные ксенолиты как пород вмещающих мезо-кайнозойских осадочных толщ, так и пород палеозойского фундамента, вынесенных из глубины. Но в отличие от того, что в непосредственных контактах гранит-порфировых тел, на уровне эрозионного среза, проявления прогрессивного метаморфизма осадочных пород не видны или выражены очень слабо, ксенолиты тех же пород, вынесенные с большей глубины всегда несут следы интенсивного метаморфизма, вплоть до полного преобразования их минерального состава. И вместе с тем, в ксенолитах кристаллических пород фундамента свидетельств нового метаморфизма не обнаружено. «Все они, размером от 0,5 см до 1м и более, остроугольные, с резкими контактами, без признаков реакционного взаимодействия с расплавом или с очень незначительным проявлением такого взаимодействия» (Н.Д.Соболев,с.40). Из всех этих наблюдений можно заключить, что зарождение и рост магматических куполов КМВ, как и при формировании гранитоидных плутонов, здесь

также начиналось с развития прогрессивного метаморфизма в кроющем кристаллический фундамент комплексе, в данном случае осадочных пород.

В группе ксенолитов мезо-кайнозойских пород Н.Д. Соболев (124) выделял «неполностью ассимилированные ксенолиты», в центральных частях которых обнаруживается карбонатно-глинистый материал, окруженный каймой «биотитоподобного» минерала, за которой следует внешняя кайма зерен диопсида. А также почти полностью «ассимилированные» ксенолиты, в одних случаях состоящие из агрегата зерен биотита и амфибола в центре, с каймой диопсида на периферии, в других - из агрегата зерен пироксена или пироксена с биотитом. Все они вместе, по его заключению, отражают разные стадии ассимиляции мергелистых пород до конечного продукта их преобразования в диопсид. Дальнейшие реакции диопсида «с магмой» (лучше сказать «в магме» - В.П.) вели к образованию на его зернах эгирин-диопсидовых, щелочно-роговообманковых и роговообманковых кайм. Поэтому диопсид, считает Н.Д.Соболев, в породах интрузива следует рассматривать, как промежуточный минерал на пути к конечному продукту - обыкновенной роговой обманке. Не исключено, что это его весьма ценное замечание, возможно, относится ко всем случаям образования палингенных магм роговообманковых и биотит-роговообманковых гранитоидных плутонов. Во всяком случае, точно такая же картина наблюдается и в Магнитогорском плутоне, где диопсид, являясь типовым минералом контактовых роговиков, также встречается в роговообманко-биотитовых гранитах в виде реликтов, постепенно замещаемых обыкновенной роговой обманкой (39). С той лишь разницей, что в Магнитогорских гранитах нет щелочных пироксенов и амфиболов, Но обыкновенные роговые обманки все же и там характеризуются несколько повышенной щелочностью (137).

Интересные наблюдения были получены В.Н. Павлиновым и Н.Д. Соболевым и по проблеме формирования магматических камер гранит-порфировых тел. В.Н.Павлинов обратил внимание на следующие черты залегания, свойственные всем массивам Пятигорья: 1. Резко дискордантная форма по отношению к полого залегающим пластам осадочных пород (они секут их, не считаясь с пластами напластования); 2. Сильная нарушенность залегания вмещающих пород в соседстве с магматическими телами с запрокидыванием их пластов, выжиманием, пережиманием и образованием в них полукольцевых или кольцевых разломов; 3. Крутые наклоны боковых поверхностей магматических тел, часто в сторону их центра, исходя из чего им и был сделан ошибочный вывод об отсутствии у них плоского дна.

Первоначальная форма тел, как правило, пишет В. Н. Павлинов, нарушалась повторными интрузиями (подвижками? - В.П.) еще не вполне застывшей вязкой магмы, что вело к прорыву ранее возникшего панциря, «образуя ядра протыкания, похожие на диапиры». Сравнивая формы «внутренних ядер» разных тел, он делает вывод об одинаковом процессе их образования, но остановившемся на разных ступенях развития. «Одни массивы застыли на ранней

стадии процесса, когда магма еще не выработала себе достаточного по размеру резервуара, другие застыли на следующей стадии выработки, третьи имели неоднократное нарушение форм». Но при этом автор ничего не пишет о самом механизме «выработки» пространства, занимаемого магматическими телами. Эту задачу пытался решить Н.Д. Соболев(124).

В формировании всей группы магматических тел и зональном расположении их, наблюдаемом в плоскости эрозионного среза, этот исследователь видел решающую роль параллельных тектонических нарушений северо-восточного простирания. При этом самые крайние зоны связаны с глубокими расколами домезозойского фундамента, образовавшими в нем крупный горст, а промежуточные - с частными разломами фундамента между ними, где интрузивы как бы «затыкали» нарушения в осадочной толще. Прерывистость («многофазность») формирования магматических тел он объяснял возникновением ослабленных тектонических зон как внутри закристаллизовавшихся магматических тел, так и по контакту их с вмещающими породами, где расплавы обтекали ядра первой фазы внедрения и создавали скорлупу второй и третьей фаз. Но оговаривается: по-видимому, внедрение новых порций магмы было связано уже с локальными, а не региональными тектоническими движениями. Эти заключения Н.Д. Соболева обоснованы большим фактическим материалом. Они хорошо характеризуют залегание, форму магматических тел и соотношения их с вмещающими породами на уровне современного эрозионного среза. Но не дают ответа на главный вопрос: куда же девались те осадочные породы, которые ранее были на месте магматических тел. Одним лишь уплотнением их при внедрении глубинной магмы по тектоническим разломам и выталкиванием отдельных блоков решить эту проблему невозможно.

В своем исследовании Каркаралинского плутона (1974) мы убедились, что последовательные, а местами и постепенные переходы от субщелочных монцоитодных порфиров к граносиенит-порфирам и далее к биотитовым гранитам вполне логично объясняются только механизмом магматического замещения вмещающих пород. С этих позиций в данном случае получает естественное объяснение и так называемое явление «уплотнения» осадочных пород в контактах гранит-порфировых тел, выявленное и описанное В.Н. Павлиновым, поскольку расчеты баланса вещества (99) показывают, что при последовательном многоэтапном развитии процесса магматического замещения увеличение объема магмы, относительно замещаемых ею пород, может возрасти до 10 об.%. При этом, как уже упоминалось выше, становится понятной и причина наблюдаемого ослабления (до полного прекращения) контактового метаморфизма в апикальных частях гранит-порфировых куполов.

Следующий этап активных исследований гранит-порфировых куполов района КМВ приходится на начало 21 столетия. В результате петролого-геохимических исследований минерального состава магматических пород КМВ, с применением современных методик изотопного анализа, новые исследователи

(Л.В.Сазонова, А.А.Носова и др, 2003) пришли к спорному, а по нашему убеждению и глубоко ошибочному заключению, что «несмотря на явные признаки контаминационных явлений», ведущим механизмом дифференциации расплава от сиенитовых до лейкократовых пород была фракционная кристаллизация первично единой глубинной магмы. То есть то же, о чем ранее писал и Н.Д. Соболев. Но помимо петрографических исследований, указанные исследователи свои заключения подкрепляют еще и результатами геохимического анализа. В сиенит-порфирах и граносиенит-порфирах, пишут они, первым кристаллизовался высокомагнезиальный диопсид, вслед за ним парагенезис вкрапленников саллита и магнезиального биотита. В гранит-порфирах ранний парагенезис представлен роговой обманкой в сростании с магнезиальным биотитом. Парагенезис вкрапленников плагиоклаза и калий-натрового полевого шпата во всех группах, кроме лейкогранит-порфиров, является поздним. Базисом во всех порфировых породах служит кварц-полевошпатовый агрегат, иногда с флогопитом. При этом гранит-порфиры и лейкогранит-порфиры центральной части кольцевой структуры района, «приобретают облик литий-фтористых гранитов». В них резко падает концентрация бария, а рубидия возрастает. Содержание фтора достигает 4200, лития 220, бериллия 48 г/т (79, 110). Всё это, как известно, характерно и для крупных гранитоидных плутонов с образованием лейкократовых (аляскитовых) гранитов на завершающих этапах их формирования, на что указывают и сами авторы указанной публикации. А это означает, что в общих чертах должен быть единым и сам процесс их образования.

Для гранит-порфировых тел КМВ авторами указанной работы предполагается внедрение магмы из глубинного очага с последующей кристаллизационной дифференциацией её в многоярусной периферической камере. Проекция этой камеры, полагают они, и отражается на дневной поверхности в зональности указанной выше кольцевой структуры. Первичной предполагается магма сиенитового, «а может быть и более основного» состава. Начальное фракционирование магмы, по оценкам флюидного давления, необходимого для кристаллизации ранних комплексов минералов, происходило при давлении в 4,5 кбар. И, соответственно, осуществлялось, по их заключению, в неких промежуточных камерах на глубине 17 км, а заканчивалось в камерах на глубине 13 км под давлением около 3,5 кбар. Но при этом ими совершенно не принимались во внимание явления так называемых «перегрузок». Как уже давно признано, величины газового давления, рассчитанные лишь по литостатической нагрузке, совсем не обязательно должны соответствовать указанным выше глубинам. В действительности они могут быть значительно меньше. «Вполне допустимо, что во время метаморфических реакций вследствие возникновения внутреннего газового давления давление флюидной фазы превысит давление нагрузки больше чем на 1000 бар», - писал Г. Винклер (23, с.24).

Зарождение очага гранитной магмы в районе КМВ, как и при формировании крупных гранитоидных плутонов скорее всего также начиналось на грани-

це кристаллического фундамента с кроющим его комплексом осадочных пород. То есть там, где фактически и фиксируется глубинными геофизическими исследованиями начало роста гранит-порфировых куполов. Но, в отличие от крупных гранитоидных плутонов, зарождение магматического очага и рост магматических куполов района КМВ осуществлялось, по-видимому, в условиях значительно более интенсивного потока глубинных флюидов и, соответственно, более высокого флюидного давления. Что, в сущности, и подтверждается приведенными выше расчетными данными указанных авторов, но интерпретированными ими иначе.

Очередную попытку реанимации уже давно оставленной многими петрологии старших поколений (Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, 1934г) гипотезы образования магм разного состава путем кристаллизационной дифференциации некой исходной магмы, с последующим обособлением её дериватов в промежуточных камерах, вряд ли можно признать удачной. Эволюция состава расплава в процессе его раскристаллизации действительно происходит. В этом может убедиться каждый, исследуя в шлифах практически любую магматическую породу, чем, собственно, и обосновывал свою гипотезу Н. Л. Боуэн. Признаки её можно видеть даже в естественных обнажениях, классическим примером чего может служить изучавшаяся А.А. Полкановым (86) асимметричная дайка диабаз. Но вопрос о способе освобождения остаточного расплава от ранее выделившихся кристаллов авторами указанных работ даже не ставится. А ведь именно в этом и заключалась главная проблема гипотезы кристаллизационной дифференциации. Предположение Л.В.Сазионовой с соавторами (2003), что «переход от граносиенит-порфиров к гранит-порфирам и лейкогранит-порфирам может быть объяснен тем, что кристаллизационная дифференциация в существенной степени дополняется флюидно-магматической», никак не решает эту проблему. Не решают её и приводимые с этой целью в их статьях сведения о характере распределения в исследуемых породах редкоземельных элементов («с резким снижением легких в гранит-порфирах и, особенно в лейкогранит-порфирах при слабом уменьшении тяжелых РЗЭ по сравнению с сиенит- и граносиенит-порфирами» и т.д (110, с.2). Но по главному вопросу проблемы: каким способом остаточный расплав в процессе кристаллизационной дифференциации магмы мог освободиться от ранее выделившихся кристаллов - ни слова. Нет этого и в более поздних статьях указанных авторов (79 и др.). Вместе с тем, геологические наблюдения показывают, что проблема эволюции монцонитоидных и сиенитовых пород в сторону состава биотитовых и далее литий-фтористых гранитов в сложных по составу комплексах гранитоидных пород не противоречиво может быть разрешена только с позиции их палингенного образования с участием растворов глубинного происхождения, эволюционно меняющегося состава.

Так, в Каркаралинском плутоне (99) крупные тела монцоитоидных роговообманково-полевошпатовых порфиров (с диопсидом и биотитом и ясно выраженными признаками гибризма), занимают внешнюю часть локальной

кольцевой тектоно-магматической структуры, сформировавшейся на этапе образования биотитовых гранитов. И там также, как и в районе КМВ, наблюдается последовательный переход от них сначала к граносиенит-порфирам, которые в более глубоко эродированных частях структуры сменяются граносиенитами, а затем и биотитовыми гранитами. Петрографические и петрохимические исследования тогда показали, что последовательность в смене минеральных парагенезисов в этом ряду находится в прямой зависимости от возрастания содержания в породах щелочей, в первую очередь калия. То есть, она полностью определялась химическим потенциалом щелочей, как это и было предположено гипотезой Д.С. Коржинского о гранитизации, как магматическом замещении и дальнейшим её развитием (50, 51-53 и др.). Исследованием под микроскопом тогда нами были прослежены все стадии процесса замещения. При этом установленная там последовательность замещения полностью совпадает с тем, что было описано Н.Д. Соболевым в «неполностью» и «почти полностью ассимилированных» ксенолитах осадочных пород в гранит-порфировых куполах района КМВ. Поэтому можно вполне обосновано утверждать, что процесс зарождения и разрастания гранит-порфировых куполов КМВ, как и куполов Каркаралинского плутона, также осуществлялся путем магматического замещения вмещающих пород. Но только в районе КМВ, в отличие от Каркаралинского плутона, он развивался в условиях линейной сквозной структуры и, очевидно, с более интенсивной миграцией глубинных флюидов. Как уже отмечалось, А.Г. Шемпелев (2003) магматические тела Пятигорья рассматривал как «неудавшиеся вулканы». Но с тем же основанием, как видим, их можно рассматривать и как «неудавшийся батолит».

2. Определенные аналогии прослеживаются и в сопоставлении гранит-порфировых куполов КМВ с изучавшимися нами позднепалеозойскими риолитовыми куполами в Северном Таджикистане (98). Там риолитовые куполы также ассоциируются с линейной сквозной структурой. И в плоскости эрозионного среза там также наблюдается зональность. Но не кольцевая, а латеральная, с расположением в осевой части её риолитовых куполов максимально обогащенных калием (табл.2), которые формировались в условиях особенно высокого флюидного давления.

Таблица 2. Средние содержания калия и натрия в породах риолитовых куполов центра, западного и восточного флангов «сквозной структуры» (мас. %)

Куполы	K ₂ O	Na ₂ O	Количество проб
1. Центр:			
а. Канимансурский	6,22	0,25	13
б. Адрасманский	6,76	1,34	24
<hr/>			
2. Запад – Аксайский	5,79	2,01	33
3. Восток – Шорбулакский	4,17	2,97	18

На рис. 4 представлен поперечный (по отношению к простиранию линейной сквозной зоны) геологический разрез занимающего в ней центральное положение Канмансурского купола. Высокое флюидное давление в магме отразилось здесь в сложных сочетаниях (часто в одном штуде) текстур и структур пород, от грубо- до тонко-полосчатых, свидетельствующих об активном расслаивании расплава. И от крупно- до мелко-брекчиевых, обязанных происшедшим в процессе раскристаллизации магматических тел взрывам. О том же свидетельствует и широкое распространение в составе купола таких пород, как кластопорфиры и кластоневадиты с характерной для них оскольчатой формой крупных кристаллов бипиромидального кварца, что свидетельствует о первично большой насыщенности их пузырьками газа. Весьма характерно и то, что там также, как и в районе КМВ, с магматическими куполами ассоциируются проявления комплексного уран-полиметаллического оруденения.

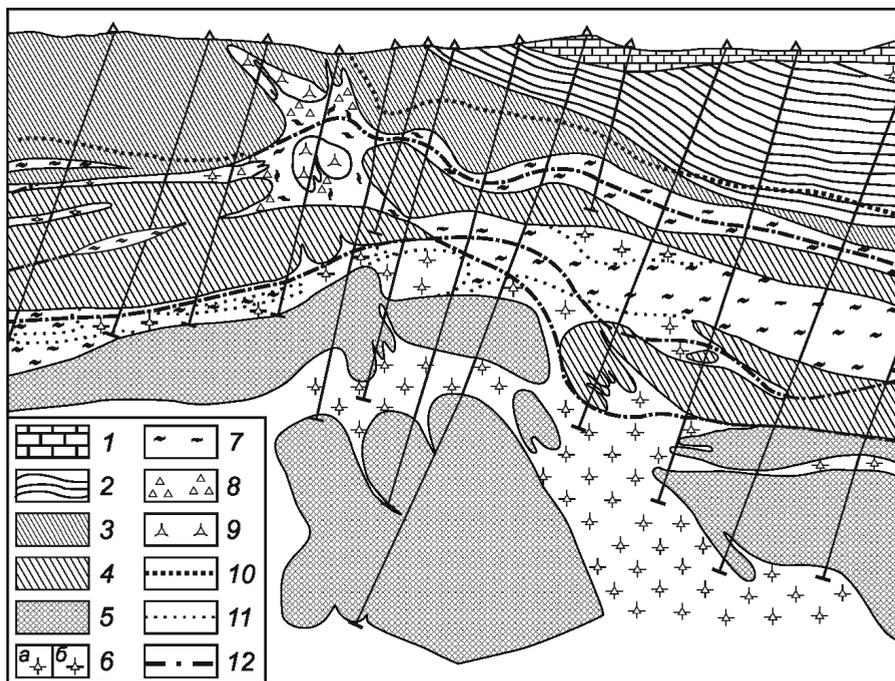


Рис.4 Геологический разрез Канмансурского купола:

1- кроющий комплекс (терригенные и карбонатные отложения мел-палеогена); 2-5 - вмещающий пермский комплекс: 2 -осадочная толща, 3-4 - калиевые риолиты двух последовательных вулканогенных толщ, 5 - лагиты, андезиты, андезито-дациты; 6-10 - комплекс пород купола: 6 - кластопорфиры (а- относительно массивные, б-полосчатые), 7 -игнимбриты, 8 - взрывные брекчии, 9 - фельзо-риолиты, 10 - ореол контактового метаморфизма и магматического замещения, 11 - фациальные переходы, 12 - условные границы толщ замещенных вмещающих пород в теле купола (реконструкция по реликтам).

Картирование риолитовых куполов Центрального Кармазара, анализ их строения, геолого-петрографические и геохимические исследования позволили

прийти к заключению о их формировании в процессе магматического замещения разных по составу пород вулканогенных толщ (96, 98). При этом выяснилось, что отдельные куполы центральной зоны в своем развитии проникали в породы самой молодой в этом районе и комагматичной им вулканогенной («тавакской») толщи, мощность которой оценивается в 400-500 м. То есть выясняется, что в своем развитии куполы почти достигали дневной поверхности. Факт такого высокого проникновения риолитовых куполов, очевидно следует рассматривать также как свидетельство очень высокого флюидного давления, сопровождавшего процесс их формирования.

В Центральном Карамазаре нет прямых доказательств того, что на глубине, ниже куполов риолитов, залегают близкие им по времени образования граниты. Но это можно предположить, так как вблизи выходов куполов иногда фиксируются проявления рассеянной редкометальной минерализации. Процесс формирования риолитовых куполов на уровне современного эрозионного среза завершился секущими их, неправильными телами и дайками фельзитов, фельзит-порфиров, граносиенит-порфиров в ассоциации с дайками диабазов. При этом характерно, что граносиенит-порфиры в более крупных выходах приобретают облик мелкозернистых субшелочных гранитов, которые исследователями района В.Н.Байковым и др. (9) сопоставлялись с лейкократовыми гранитами недалеко (около 15 км.к востоку) выходящего на поверхность крупного Шайданского плутона. Было установлено также, что дайки граносиенит-порфиров, замыкающие процесс формирования риолитовых куполов и простирающиеся сюда из Центрального Карамазара, срезаются и замещаются гранитами этого плутона (98, с. 239-242).

3. Геологическую обстановку формирования субвулканических риолитовых куполов существенно дополняют наблюдения в рудном поле золото-серебряного месторождения Дукат (Омсукчанская ветвь Охотско-Чукотского вулканического пояса). Пространственно и структурно месторождение Дукат, по данным его исследователей, ассоциируется с вулкано-интрузивным купольным поднятием, центральную часть которого слагают рудовмещающие нижнемеловые ультракалийевые риолиты, игнимбриты и их туфы с горизонтами черных аргиллитов. Широко распространены в его составе также дайки биотитовых риолитов, гранит-порфиров и невадитов, комагматичных поздне-меловым игнимбритам (47).

При ознакомлении с месторождением Дукат летом 1975г мы обратили внимание на слабое, но широкое проявление на его площади в породах терригенных толщ процесса прогрессивного метаморфизма с образованием биотитсодержащих ороговикованных пород и предположили, что на глубине находятся граниты. Этот факт к тому же объяснял и такие необычные черты состава его золото-серебряных руд, как присутствие в них гельвина - типичного минерала редкометальных месторождений, ассоциированных обыкновенно с гранитами. Обо всем этом было доложено служебной запиской руководству

геолого-разведочной экспедиции, а осенью того же года граниты были вскрыты буровой скважиной на глубине около 1300м. В дальнейшем глубоком бурении было установлено, что под рудным полем месторождения Дукат действительно залегает большой массив биотитовых гранитов с крупными в его верхней краевой части ксенолитами гранодиоритов, который фактически и контролирует площадь рудного поля. На рис. 5 представлен схематический геологический разрез района месторождения Дукат, заимствованный нами из монографии В. И. Старостина и В.И. Игнатова (2006). Допущенные нами небольшие обобщения не искажают его геологическую сущность.

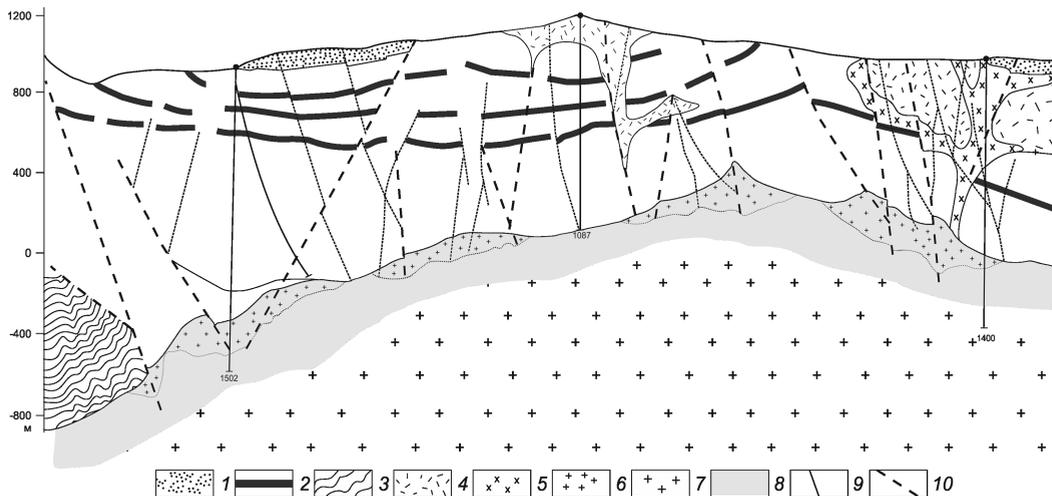


Рис. 5 Схематический геологический разрез района месторождения Дукат:

1. Угленосные осадочные отложения омсукчанской свиты; 2. Вмещающий гранитоидный плутон комплекс пород аскольдинской свиты (риолиты, туфы риолитов, игнимбриты с маркирующими горизонтами осадочных пород); 3. Верхнетриасовые песчаники; 4 - Субвулканические тела риолитов ($K_{1,2}$); 5 - Секущие их тела гранодиорит-порфиров ($K_{1,2}$); 6. Лейкократовые граниты (K_2); 7. Биотитовые граниты (K_2); 8. Краевая часть плутона с обилием останцов и ксенолитов гранодиоритов; 9. Дайки базальтов (P?); 10. Разломы и зоны дробления.

Субвулканические риолиты в разрезе рудного поля на этом рисунке показаны как срезанные в своих верхних частях эрозионной поверхностью круто уходящие в глубину куполовидные тела, секущие толщу покровных вулканитов. В свою очередь местами риолитовые тела пересекаются маломощными, сильно ветвящимися телами гранодиорит-порфиров, что хорошо отражено на рис.5 (правый край разреза). Секущие тела гранодиорит-порфиров исследователями района рассматриваются также как субвулканические образования. Но можно предположить и то, что это были апофизы более обширных масс гранодиоритов раннего этапа формирования плутона, позже почти полностью замещенных магмой биотитовых гранитов и сохранившихся только в виде ксенолитов в верхней краевой части плутона. На рис.5, легкой тенью нами выделена до-

вольно широкая полоса вдоль верхней краевой части гранитоидного плутона, где биотитовые граниты в оригинале рисунка были показаны густо насыщенными большим количеством ксенолитов гранодиоритов. Глубже гранитов по геофизически данным фиксируется крупная линза разуплотнения, «предположительно отвечающая мантийному диапиру», что близко сопоставимо с глубинным строением района КМА. Но с тем отличием, что формирование гранит-порфировых куполов КМВ происходило в условиях полного отсутствия проявлений вулканизма. При этом палеовулканическими реконструкциями в районе месторождения Дукат была установлена «практически непрерывная и длительная (30-60 млн.лет), многостадийная (внутри этапов) вулканическая деятельность» (7). То есть, столь же длительная, как и процесс формирования крупных гранитоидных плутонов, таких, например, как Каркаринский.

4. Проблема генетических соотношений в развитии вулканического и гранитообразующего процессов, как и проблема эволюции при этом состава магм, всегда интересовала геологов при картировании исследуемых территорий. И в большинстве своем она обычно рассматривалась с позиции закономерностей развития тектонических процессов. Но при этом причина эволюции состава магм, участвующих в этих процессах и их гомодромности почти всегда оставалась в области самых разных предположений и догадок. Так, цитируя высказывания группы исследователей по этой проблеме, рассматривающих её с позиции «глобальной тектоники», М.С. Нагибина (1989) писала, что ими «считается очевидным зависимость состава магматизма в основном от геодинамики». И даже принимается «как аксиома, или религия», что состав его «служит индикатором геодинамических обстановок, в которых он возникает» (76, с.126). Но при обсуждении этой проблемы, - справедливо замечает она, - необходимо принимать во внимание и такие факторы, «как строение коры, её проницаемость и манития» (с.127). Полностью соглашаясь с этим замечанием, от себя добавим, что с позиции палингенного образования гранитоидных плутонов, гранит-порфировых и риолитовых куполов эта проблема к тому же вполне поддается непосредственному исследованию на природных объектах, достоверность наблюдений по которым всегда можно проверить.

Так как в процессе формирования гранитоидных плутонов магматические куполы зарождались и разрастались в вулканогенно-осадочных толщах пород под воздействием глубинных флюидо-термальных потоков, то и интенсивность их роста должна была зависеть от мощности этих потоков. Пример гранит-порфировых куполов района КМВ убеждает, что разрастание их, как и куполов гранитоидных плутонов, осуществлялось также в процессе развития прогрессивного метаморфизма, но скорее всего в условиях более мощного потока глубинных флюидов. Несомненно еще более мощный поток флюидов сопровождал процесс образования риолитовых куполов, о чем свидетельствует обычное присутствие в составе их игнимбритов, взрывчатых брекчий, разно-

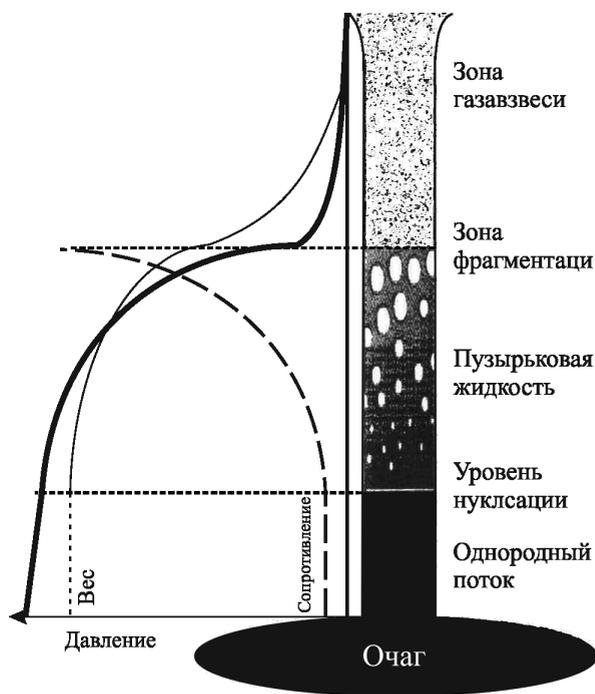
образных сферолитовых, перлитовых и других пород, часто высококальциевых, с характерными для них текстурами и структурами расслаивания расплава.

Аналізу процесса зарождения и разрастания магматических куполов, помимо геолого-петрологических исследований может также существенно помочь изучение собственно вулканических процессов, где в последнее время были достигнуты значительные успехи. «Из общих предпосылок и прямых наблюдений в областях современного вулканизма известно, что в условиях склеросферы флюидные потоки прокладывают себе и магме вертикальные пути к поверхности. А принцип Кюри, раскрывающий характер взаимодействия системы с вмещающей средой указывает: обязательным следствием подобного процесса должно являться формирование самоорганизующихся геологических систем центрального типа - конических в объеме, кольцевых в плане, параметры которых прямо координируются с глубиной отделения родоначальных потоков», - пишет И.Л. Жуланова (38 с. 21-22). В том же издании материалов Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии было опубликовано и сообщение О.Е. Мельника и А.А. Бармена о «принципиально новом подходе» к моделированию динамики вулканических извержений, который представляется нам весьма интересным и при обсуждении рассматриваемых нами проблем.

Основываясь на идее накопления большого избыточного давления в растущем газовом пузырьке, образующемся в жидкости в условиях снижающегося внешнего давления, указанными авторами был предложен механизм фрагментации магмы, согласно которому предполагается, «что пузырьковая жидкость дробится, когда избыточное давление в пузырьках превышает предел её прочности на разрыв» (72, с.51). Рис. 6 иллюстрирует такую модель, рассчитанную как раз для условий «сильно вязких газонасыщенных магм», какой и является гранитная магма.

Рис. 6. Модель механизма фрагментации магмы при вулканических извержениях (О. Е. Мельник, А.А. Бармен, 2003).

В предлагаемой модели рассматривается процесс фильтрации газа через магму и возникающие при этом «неравновесности давления между



магмой и растущими пузырьками». В модели были приняты следующие геологические условия: 1. Внутрикоровый «магматический очаг связан с земной поверхностью цилиндрическим каналом»; 2. «В самом очаге находится под давлением магма, содержащая расплав, кристаллы и растворенный газ». В цилиндрическом канале (что мы можем сопоставить с палингенно разрастающимся магматическим куполом - В.П.) выделяются три области: Нижняя, где давление больше, чем давление насыщения. Здесь течение развивается гомогенно, «имеет место обычная модель вязкой жидкости». Средняя, где давление меньше давления насыщения, здесь в цилиндрическом канале «имеет место течение пузырьковой жидкости». И верхняя, где «по мере подъема магмы (роста купола - В.П) вследствие её дегазации и декомпрессии, происходил рост пузырьков... Поскольку за счет вязких напряжений давление в растущем пузырьке (по мере роста магматического купола и снижения литостатической нагрузки - В.П.) падает медленней, чем в жидкости, это приводит к большим избыточным давлениям. Когда разница давлений превышает критическое значение, происходит фрагментация - разрушение пузырьковой среды с образованием газовзвеси» (с. 51-52). Но существует и конкурирующий процесс, пишут авторы дальше, который «действует здесь же и который ведет к падению избыточного давления, результатом чего является слияние пузырьков с образованием подвижной пористой среды и оттоком газа через систему взаимосвязанных пузырьков» (с.51-52). Образование риолитовых куполов с характерными для них разнообразными водонасыщенными стекловатыми и перлитовыми структурами вполне отвечает этим условиям.

Так как в процессе формирования гранитоидных плутонов магматические куполы зарождались и разрастались в вулканогенно-осадочных толщах под воздействием глубинных флюидо-термальных потоков, то и интенсивность их роста несомненно должна была зависеть от мощности этих потоков. Пример гранит-порфировых куполов района КМВ убеждает, что разрастание их, как и куполов гранитоидных плутонов, осуществлялось также в процессе развития прогрессивного метаморфизма и магматического замещения вмещающих пород. Но скорее всего в условиях более мощного потока глубинных флюидов. Несомненно, еще более мощный поток флюидов сопровождал процесс образования риолитовых куполов, о чем свидетельствует помимо указанного выше, также обычное присутствие в составе их игнимбритов, эксплозивных брекчий, разнообразных сферолитовых и других пород, часто высококальциевых с текстурами и структурами расслаивания расплава. Первая «волна» глубинного флюидо-термального потока при формировании интрузивно-купольного поднятия в районе месторождения Дукат была, очевидно, настолько мощной, что возникавшая в процессе прогрессивного метаморфизма палингенная магма могла увлекаться потоком флюидов и, распространяясь по трещинным каналам разрастающегося купольного поднятия в виде пузырьковой жидкости, извергалась газами на дневную поверхность. В тыловой зоне этой «волны»

флюидное давление, очевидно, ослабевало и потому процесс магматического замещения проявлялся уже в форме субвулканических риолитовых куполов, развивавшихся в том числе и по породам предшествующих вулканических извержений. Рост магматических куполов находящегося глубже гранитоидного плутона происходил еще медленнее, и состояние флюидов гранитной магмы в этой ситуации, очевидно, соответствовало уже нижней зоне модели на рис. 6.

5. Возвращаясь к указанной выше, критически затронутой М.С. Нагибиной (76) проблеме, можно предположить, что с позиции теории глобальной тектоники «фактор геодинамики» скорее всего сказывался не так на составе магматизма, как на интенсивности разрушения литосферных плит при их столкновении. Естественно, что при более интенсивном разрушении литосферных плит должны были возникать и более мощные потоки глубинных флюидов. Пример рудного поля Дукал относится к мезозоидам Тихоокеанского побережья, которые, как известно, формировались в условиях особенно значительного столкновения океанической плиты с континентальной. И не случайно, что именно там и было впервые отчетливо сформулировано понятие о вулcano-плутонических ассоциациях, как особого типа проявлений гранитоидного магматизма (Е.К. Устиев, 1963). «Важнейшим выражением связи между тектоникой и магматизмом служат отношения между вулканическим и плутоническим процессами», - писал он на стр. 5 указанной программной статьи.

Геологическая сторона особенностей проявления гранитоидного магматизма этого типа, развивавшегося в условиях особенно сильного столкновения литосферных плит и выделяемого обыкновенно под разными названиями («внегеосинклиальный», «сквозьструктурный», «сводовый») была в свое время обстоятельно рассмотрена в 1967 г. в статье крупнейших специалистов в области как магматической геологии (академик Ю.А. Кузнецов), так и в области тектоники (академик А.Л. Яншин). «Внегеосинклиальный магматизм, - пишут они, - характеризуется достаточно ярко выраженными чертами структурного контроля... Прежде всего для сводового магматизма чрезвычайно характерно проявление его в виде вулcano-плутонических формаций или же в виде многообразных приповерхностных или гипабиссальных интрузивных тел и кольцевых комплексов... Для проявлений внегеосинклиального магматизма очень характерен разломный структурный контроль. Он выражается в расположении интрузивов участками или поясами, часто секущими более древние складчатые структуры... Внегеосинклиальный гранитоидный магматизм явно связан с взламыванием древних, в той или иной степени консолидированных структур, сопровождающихся образованием поднятий и прогибов, причем разломный структурный контроль во всех случаях выступает совершенно явственно» (57, с. 112). «Тесную временную и пространственную связь гранитоидного магматизма с поднятиями... можно объяснить тем, что то и другое - результат наличия в данном секторе Земли восходящего потока тепловой энергии и легких продуктов глубинной дифференциации земного вещества, что одновременно

является и непосредственной причиной образования в толще коры магматических масс» (там же, с.115). К этим словам можно только добавить, что полный цикл образования вулкано-плутонических ассоциаций (покровный вулканизм - риолитовые и гранит-порфиновые куполы - гранитоидный плутон) предполагает все-таки необходимость каких-то особых условий, которые благоприятствовали не только проникновению в верхнюю земную кору особенно мощных глубинных флюидо-термальных потоков, но и обусловили возможность длительной и цикличной их деятельности.

III. Пульсационный характер кристаллизации гранитной магмы и основные черты процесса фомирования Хангилайского плутона

Вопрос о пульсационном характере кристаллизации гранитной магмы обстоятельно и детально обсуждался нами в публикациях по результатам исследования внутреннего строения и рудоносности двух плутонов - Колыванского на Алтае (1965) и Хангилайского в Восточном Забайкалье (1971). Здесь же ограничимся лишь замечаниями к истории вопроса и анализом наблюдений других исследователей более позднего времени по Хангилайскому плутону.

1. Идея пульсационного характера процесса кристаллизации гранитных магм принадлежит Ф.Н. Шахову. Он неоднократно обращался к ней в шестидесятые годы прошлого столетия, когда стал активно развивать свои представления о происхождении гранитной магмы. Но в отличие от других исследователей того времени, которые также признавали возможность палингенного образования гранитных магм, но только где-то на больших глубинах Земли, он считал, что гранитные плутоны образуются за счет тех пород, которые непосредственно их вмещают. Гранитная магма, по его убеждению, рождалась в ходе развития прогрессивного метаморфизма этих пород с последовательным перерастанием его в процесс метасоматоза, а затем и плавления. «Для образования магмы,- писал Ф.Н.Шахов,- нужен был фактор, который удерживал бы возникающую жидкость в этом состоянии». И таким фактором могли быть только летучие... Переход расплава в гранитную породу должен зависеть от потери магмой летучих... Летучие содействуют образованию и накоплению силикатного расплава, а их уход обуславливает кристаллизацию магмы» - писал он в 1956 году, в первой своей публикации на эту тему (151, с.51). «Уход летучих из магмы может вызвать очень быструю её кристаллизацию на значительную глубину. Застывание магматического расплава может происходить зонами, грубо параллельными очертаниями верхней части массива или части кровли. Нижняя граница такого застывшего участка по отношению к магматическому расплаву будет вести себя так, как вела себя магма по отношению к роговикам. Кристаллизация её будет сопровождаться проникновением в породы верхней зоны и роговики апофиз... При этом, естественно, метаморфизма (контактового) пород ранних стадий поздними ожидать не приходится. В природе зоны редко выдерживаются непрерывными полосами вдоль всей кровли гранитного массива, и поэтому геологи часто склонны принимать их за продукты самостоятельных инъекций магмы в еще не остывшие породы. Таким образом, раскристаллизация гранитной магмы происходит скачками, рождающими грубо-поясовое расположение породы и каждый раз сопровождающимися движением летучих; каждый пояс рождает свою серию рудных месторождений» (там же, с. 45).

Но сама мысль о раскристаллизации магмы гранитоидных плутонов вследствие ухода из нее летучих зародилась у него значительно раньше, в тридцатые

годы прошлого столетия, и возникла она под влиянием накопившихся к тому времени наблюдений и фактов. В те годы он много внимания уделял экспертизам и консультациям геологических организаций Западно-Сибирского края в работах по поискам и разведке руд редких металлов. Особый интерес у него вызвали тогда два месторождения: известное еще со времен Демидовых на Северо-Западном Алтае Колыванское меднорудное, в кварцевых жилах которого наряду с сульфидами основных металлов обнаружили вольфрамит и молибденит. И также давно известное месторождение бериллоносных пегматитов на горе Разработной в гранитах Тигереецкого плутона на Юго-Западном Алтае. Большая высота горы Разработной (1987м) давала здесь хорошие возможности в крутых склонах её последовательно проследить на значительную глубину разрез плутона (рис. 1). По этим наблюдениям в 1934 году им была опубликована большая статья (144), в которой тогда и были изложены исходные положения этой гипотезы.

По геологии бериллоносных пегматитовых тел горы Разработной к тому времени уже были опубликованы некоторые материалы других исследователей (А. К. Болдырев, 1932; Н.А. Боговаров, 1933). По заключению А.К. Болдырева, подтвержденным затем и Ф.Н. Шаховым, все рудоносные пегматитовые тела залегают в равномернозернистых лейкократовых гранитах, выходы которых распространяются широким полем среди биотитовых порфировидных гранитов - главенствующей породы плутона. Большие остатки кровли плутона указывали на сравнительно малую его эрозию. Ф.Н. Шахов тогда обратил внимание на принципиальное сходство гранитов Тигереецкого массива с гранитами Колыванского и других вольфрамоносных массивов Алтая, которое заключалось в том, что во всех этих плутонах всегда присутствует лейкократовый гранит. По сравнению с порфировидным он также часто равнозернистый, но более кислый, содержит значительно меньше биотита, близкий к альбиту плагиоклаз, и некоторое количество мусковита. В Тигереецком плутоне, по его наблюдениям, биотитовый порфировидный гранит « без видимой правильности» сменяется более мелкозернистыми разностями, особенно близко по составу приближающимися к аплитовидным двуслюдяным гранитам и гранит-порфирам рудных полей вольфрамовых месторождений. Граница лейкократового равномернозернистого гранита с порфировидными прослеживается довольно хорошо, «но все же имеет расплывчатый характер».

А.К. Болдырев по результатам исследования пегматитов г. Разработной еще ранее пришел к заключению, что «по составу все они одинаковы и отличаются лишь структурой - наиболее мелкие обладают и меньшей величиной зерна» (цит. по Ф.Н. Шахову). В зависимости от формы тел и условий залегания, Н.А. Боговаровым они были разделены на три группы. Первую группу составили пегматиты с неправильной формой выходов, залегающие в лейкократовом равномернозернистом граните, «особенно часто встречающиеся по периферии поля этих пород». Эта группа включала все известные бериллосодержащие пегматиты. С ними же (уже по наблюдениям Ф.Н. Шахова) были тесно генетически связаны и мелкие пегматитовые шпилы второй группы Н.А. Боговарова, «наибольшее количест-

во которых возникало в слое порфириовидного гранита, близко примыкающего к нижней границе поля аплитовидных пород» (с.9). В особую группу Н.А.Боговаров выделял тонкие (30-60 см) жилы, следующие трещинам отдельности гранита, и жилы в метафорических породах останцов кровли. По наблюдениям Ф.Н. Шахова, мелкие пегматитовые тела в вертикальных стенках скал «имеют форму трубчатых, редко ветвящихся жил». Очевидно таковой же, считал он, должна быть форма и других пегматитовых тел, включая самое крупное из них, которое в то время разведывалось штольной. На горизонте 8 м от дневной поверхности она прошла 18,3 м, так и не выйдя из пегматита.

Летом 1962 года нам удалось лично осмотреть одно тело крупного бериллосодержащего пегматита, выступавшего из под ледника вблизи вершины г. Разработной в крутой стенке скалы примерно на две трети своего поперечного сечения. Судя по обнаженной части пегматитового тела, можно было определить, что оно имеет форму крупного неправильного пузыря, удлинённого в вертикальном направлении, с отходящими от него в разных направлениях короткими ответвлениями, быстро переходящими в сеть неправильных прожилков, теряющихся в массе гранита. Диаметр «пузыря» по короткой оси, с учетом еще не открывшейся части тела, предположительно около 1,5-2,0 м. Краевую часть тела слагает графический пегматит в сочетании с беловато-светлосерой массой мелкозернистого аплита. Вглубь тела они сменяются зоной блокового пегматита с крупными кристаллами яркокрасного полевого шпата и голубоватого берилла в однородной массе розового кварца, заполнившего его сердцевину.

Анализ расположения пегматитов разного типа в гранитах г. Разработкой и привел тогда Ф.Н. Шахова к мысли о необходимости «принципиально нового подхода к объяснению генетических связей литологических элементов гранитного массива и ассоциированного с ними редкометалльного оруденения». Им тогда же было обращено внимание на то, что главная часть всех материнских интрузивов на Алтае с проявлениями вольфрамового и бериллиевого оруденения сложена порфириовидными биотитовыми гранитами, но рудные тела везде залегают преимущественно внутри полей более кислых аплитовидных пород. Но лишь на том основании, что в периферических участках полей аплитовидных пород вблизи порфириовидного гранита встречаются его включения, заключил он, совсем не обязательно думать, что аплитовидные граниты образовались в результате дополнительных инъекций самостоятельного расплава. «Тесная пространственная связь этих образований исключительно с телами порфириовидных гранитов, форма полей и их приуроченность к поверхностным участкам массивов заставляет нас отказаться от этого положения. Кажется более правильным рассматривать эти породы как производные обогащенных газовой фазой участков магматического бассейна, естественно, особенно часто образующихся в апикальных частях крупных батолитового характера гранитовых тел... Совершенно понятно, что обогащенные газом участки магматического бассейна застывали при более низкой температуре, а значит и позже, чем главная масса залегающих ниже слоев порфириовидного грани-

та... Я не исключаю совершенно возможностей возникновения движений в этом остаточном расплаве, но мне кажется, что обломки порфириовидного гранита на границах полей аплитовидных пород правильнее рассматривать как реликты растворенного аплитовой магмой плоского чашевидного дна, сложенного порфириовидными гранитами». Наблюдаемое в Тигерецком плутоне обогащение мелкими пегматитовыми шширами порфириовидных гранитов в зоне смены их вышележащим аплитовидным гранитом, по заключению Ф.Н.Шахова фиксирует пути движения флюидов и богатых газами расплавов, «оформлявшихся в поверхностных участках, в зависимости от обстановки, в виде бериллсодержащих пегматитов или микроаплитов», а в вольфрамоносных массивах - в виде микроаплитов с содержащими вольфрамит кварцевыми жилами,- писал он в статье 1934 года.

Однако в дальнейшем, уже нами было установлено, что на Колыванском месторождении с его вольфрамоносными кварцевыми жилами в аплитовидных гранитах, последние вместе с зонами рудной минерализации рассекаются позднее кристаллизовавшимися биотитовыми порфириовидными гранитами. Таким образом выяснялось, что в процессе формирования гранитоидных плутонов батолитового типа могли реализоваться две прямо противоположные тенденции. В одних случаях (Тигерецкий плутон) аплитовидные граниты апикулярной части плутона кристаллизовались позже их сменяющих на глубине биотитовых гранитов. В других (Колыванский плутон) они кристаллизовались в «нормальной» последовательности, сверху вниз, в глубь магматической камеры. Если принять во внимание, что процесс кристаллизации магмы существенно регулировался потерей ею флюидов, то и объяснение такой двойственности в развитии процессов раскристаллизации магматического очага и рудообразования может быть простым и понятным. И заключается оно, очевидно, в разной интенсивности отделении от магмы флюидов. Отделение их было более интенсивным при кристаллизации аплитовидных гранитов Колыванского плутона и более замедленным при кристаллизации их в Тигерецком плутоне. Что это было именно так, доказывает широкое распространение в аплитовидных породах Колыванского массива не только порфириовых, но и гранофириовых структур, особенно убедительно указывающих на происходившее в магматическом расплаве очень резкое ускорение процесса его кристаллизации, что можно было объяснить только внезапным отделением от него легко летучих компонентов магмы (94). В противоположность Колыванскому апикулярную часть Тигерецкого плутона слагают хорошо раскристаллизованные равномернозернистые аплитовидные граниты, к тому же содержащие в большом количестве тела пегматитов, прямо указывающих на достаточно устойчивые условия сохранения магмой её летучих компонентов. Не обращаясь более к результатам наших исследований, изложенных в публикации 1965 года, всё же отметим, что они позволили и Ф.Н. Шахову существенно углубить свои представления о временной и пространственной связи рудных месторождений «с материнскими интрузиями батолитового типа» (148). А также приведем копию сохранившегося у нас отрыва на эту нашу работу такого авторитетного ученого в этой области, каким был

академик Ю.А. Кузнецов, сделавший по ней ряд ценных замечаний, которые несомненно будут интересны всем тем, кому близка эта тема (см. прил.2).

2. Предпринятое затем (95) исследование внутреннего строения Хангилайского плутона в Восточном Забайкалье (В.В. Потапьев, 1971) дало новые наблюдения, подтверждающие справедливость представлений о пульсационном характере процесса кристаллизации гранитных магм, развитие которого в этом плутоне также сопровождалось образованием редкометалльных руд. Причем, в общих чертах в той же последовательности изменения состава, как и в процессе формирования Кольванского плутона: Sn-W; W-Be; Ta-Nb. Главной породой Хангилайского плутона, как Тигерецкого и Кольванского, также является биотитовый гранит. Этот плутон обнажается на дневной поверхности тремя куполами (рис. 1). Самым крупным, более глубоко эродированным, практически безрудным - Центральным и двумя, сопровождающими его с запада и востока краевыми куполами, существенно менее эродированными, но с интенсивным проявлением в них гидротермальных рудообразующих процессов. В Восточном краевом куполе с вольфрамом и бериллием, в Западном с танталом и ниобием при незначительном развитии в породах его контактового ореола более раннего вольфрамо-бериллиевого оруденения. К востоку от Восточного купола известно еще небольшого масштаба группа оловянных и вольфрамовых рудопроявлений кварцево-жильного типа. В ассоциации с ними встречаются редкие и маломощные дайки гранитного состава, а минерализованный участок в целом имеет отчетливо выраженную форму овала, что позволяет предположить и здесь присутствие на глубине еще не вскрытого эрозией купола того же плутона.

Большое внимание при изучении внутреннего строения Хангилайского плутона, как и в Кольванского, было уделено исследованию структур и микроструктур, слагающих его гранитов, и их изменениям в процессе раскристаллизации магмы плутона. Не повторяя здесь этих описаний только отметим, что изменения в структуре гранита, по мере удаления от контакта его с вмещающими породами вглубь плутона, заключались главным образом в увеличении размера зерна и, что особенно показательно, в некоторых специфических чертах поведения кварца. Эти изменения изучались нами главным образом на примере биотитовых гранитов Центрального купола, как менее испытавших воздействие постмагматических процессов. При этом выяснилось, что в мелкозернистых биотитовых гранитах первой фазы кристаллизации магмы кварц не был склонен образовывать скопления, как это характерно для средне- и крупнозернистых гранитов второй и третьей фаз кристаллизации. В мелкозернистых гранитах он обычно четко индивидуализирован в массе породы и как бы рассеян в ней, что даже дало повод в полевых условиях называть такое распределение кварца в граните «горошковым». При этом даже самые мелкие зерна его обнаруживают стремление к идиоморфным очертаниям. Характерной чертой структуры среднезернистого и крупнозернистого биотитового гранита второй и особенно третьей фазы кристаллизации магмы является хорошо выраженная склонность к образованию кварцем мономинеральных скоплений.

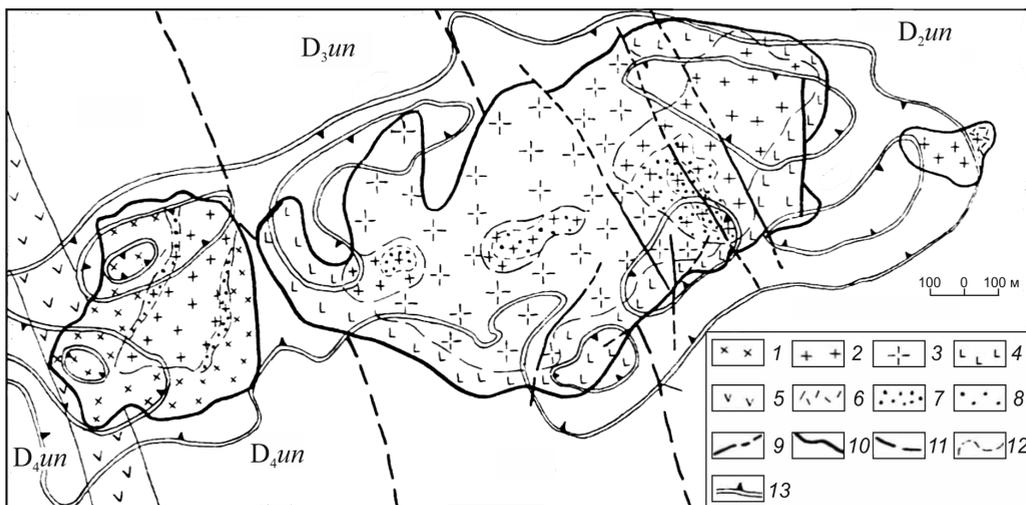


Рис. 1 Схематическая геологическая карта Хангилайского плутона (по Н.А. Китаеву, Ю.И. Темникову, 60-е годы). 1 -3 - девон:

Условные обозначения: 1-4 - граниты (фазы): 1 - лепидолит-альбитовые с амезонитом («дайковая»), 2 - двуслюдяные среднезернистые (купольная), 3 - биотитовые средне-крупнозернистые порфиоровидные (главная), 4 - мелко- и разнозернистые биотитовые и двуслюдяные (краевая); 5 - лампрофиры (догранитные); 6 - грейзены; 7-8 - альбитизация: 7 - сильная, 8 - слабая; 9 - тектонические нарушения: достоверные и предполагаемые; 10-12 - границы: 10 - гранитовых массивов (куполов), 11 - магматических масс и осадочных толщ, 12 - измененных магматических пород; 13 - аномалии осредненных значений силы тяжести (радиус осреднения - 2 км)

Форма их обычно неправильная, иногда, особенно в гранитах третьей фазы, несколько удлинённая с петельчато-ветвящимися краями. Под микроскопом обнаруживается, что кварц краевых частей этих скопления распространяется между скоплениями зерен полевых шпатов, как бы пропитывая и склеивая их. Размеры скопления кварца достигают 7-10 мм, а размер зерна в них 1,0 - 2,0 мм. В центральных частях они мономинеральные, а ближе к периферии кварц чередуется с мельчайшими скоплениями и отдельными табличками полевых шпатов, образуя своего рода бахрому, за пределами которой он прослеживается еще на некоторое расстояние в глубь полевошпатовых обособлений отдельными включениями. Помимо кварца, образующего скопления, в таком граните, как и в гранитах первой фазы кристаллизации, встречаются также и зерна кварца в виде более крупных самостоятельных кристаллов, форма которых приближается к правильной бипирамидальной. Этот кварц рассеян в породе довольно равномерно, но количество его может меняться от нескольких на штуф до «сыпи» кристаллов размером в 3 -5 мм. Все эти наблюдения, при близости химического и минерального состава гранитов, можно было объяснить только процессом кристаллизации в условиях прерывистого отделения

от магмы флюидов. В дальнейшем (Бескин и др., 1979), развивая наши наблюдения, была разработана даже целая система классификации гранитов по физиографическим особенностям зерен кварца и их скоплений в породе, в том числе и с целью использования её как индикатора гранитных магм, специализированных на тот или иной тип редкометалльного оруденения. В связи с этим заметим, что характер структуры гранита всё же зависит не так от типа и состава исходной гранитной магмы, как от геологических условий развития в ней кристаллизации. Определяемой в первую очередь интенсивностью разрушений пород кровли плутона в процессе его формирования.

3. Последовательность изменений структуры гранитов с глубиной их залегания в краевых Восточном и Западном куполах, по нашим наблюдениям, в общих чертах была такой же, что и в Главном куполе. И проявляется она также главным образом в изменении размера зерна и расслоении гранитов с глубиной по этому признаку. Другие характерные особенности первичной структуры гранитов, такие как форма зерен кварца и их агрегатов, которые хорошо выражены в гранитах Центрального купола, в краевых Западном и Восточном куполах существенно затушеваны интенсивно прошедшими в них гидротермальными процессами.

На рис 2-А представлен составленный нами разрез Восточного купола, а на рис.2-Б, примерно в том же направлении, разрез по разведочному профилю V-V, составленный А.М.Гребенниковым (1995). Вместе они дают достаточно полное представление о его строении.

Одна из примечательных особенностей гранитов Восточного купола, по нашим наблюдениям, заключается в том, что в стенке эксплуатационного карьера при осмотре её обнаружилась грубо параллельная кровли купола серия повторяющихся с глубиной, прерывистых по простиранию зон крупных кристаллов кварца и полевых шпатов (размером до 5 -7 см), обращенных головками роста вниз, вглубь плутона. Полевой шпат этих зон представлен главным образом микроклин-пертитом в ассоциации с мелкозернистыми скоплениями альбит-олигоклаза.

Уже полевые исследования позволяли убедиться, что рост крупных кристаллов кварца и полевых шпатов завершился до развития во вмещающих их гранитах процесса грейзенизации. По своему строению, составу и отношению к гранитам купола эти зоны крупных кристаллов в общих чертах близки тем, что наблюдалась нами в Кольванском плутоне, где такие же зоны сформировались в процессе кристаллизации магмы биотитовых порфиридных гранитов на границе с вышележащим аплитовидным гранитом под воздействием прерывисто выделяющихся из неё флюидов (94, с.72). С той лишь разницей, что в данном случае рост крупных кристаллов калиевого полевого шпата и кварца начинался не на границе с ранее раскристаллизовавшимся гранитом, а выше и непосредственно в них. Но, несомненно, также под воздействием флюидов, поступающих из магмы, в данном случае продолжающей кристал-

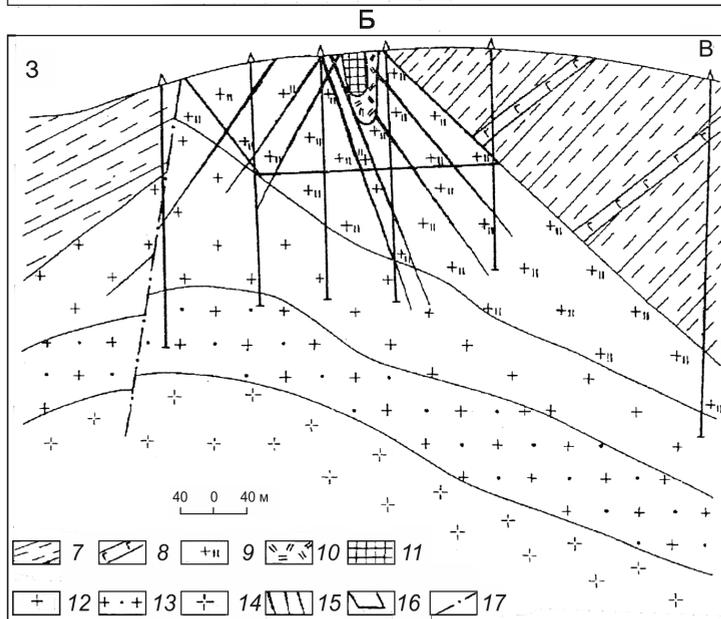
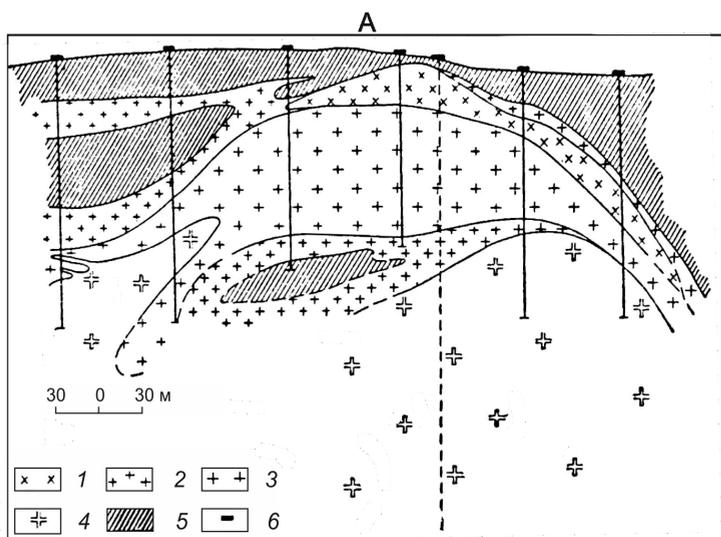


Рис. 2.

А - Разрез Восточного купола (В.В. Потапьев, 1971), Б - Разрез того же купола по разведочному профилю V - V (А.М. Гребенников, 1995): 1 - мелкозернистые мусковитовые, сильно грейзенизированные граниты, участками грейзены; 2 - 4 - альбитизированные и грейзенизированные мусковитовые граниты: 2 - равномерно мелкозернистые, 3 - неравномерно мелко- и среднезернистые, 4 - средне- и крупнозернистые; 5 - метаморфизованные песчаники и сланцы; 6 - устья скважин; 7 - серицит-кварцевые сланцы с прослоями алевролитов; 8 - дайка лампрофиров; 9 - средне-мелкозернистые, интенсивно грейзенизированные граниты и грейзены (рудная залежь); 10 - грейзены обрамления кварцевого ядра тела пегматоидного типа; 11 - кварцевое ядро с прожилками вольфрамита и берилла; 12 - разнозернистые, слабо грейзенизированные граниты; 13 - крупнозернистые граниты; 14 - порфиридные биотитовые граниты (с микрокристаллами вольфрамита); 15 - кварцевые жилы с вольфрамитом; 16 - контур блока кондиционных руд вольфрама и бериллия, 17 - зона тектонического нарушения.

лизоваться где-то на глубине. Заметим, что такие же образования были описаны и в куполах гранитов Рудногорского батолита, названные там «штокшейдерами». Э.Раген (1979), характеризуя «штокшейдеры» Рудногорского батолита, не входит в объяснение их генезиса, лишь ограничивается замечанием, что они образовались на контакте «внешнего» и «внутреннего» гранитов куполов в процессе «вложения по крайней мере двух интрузий, которые следовали друг за другом» (104, с.273). Мы же объясняем их генезис направленным ростом

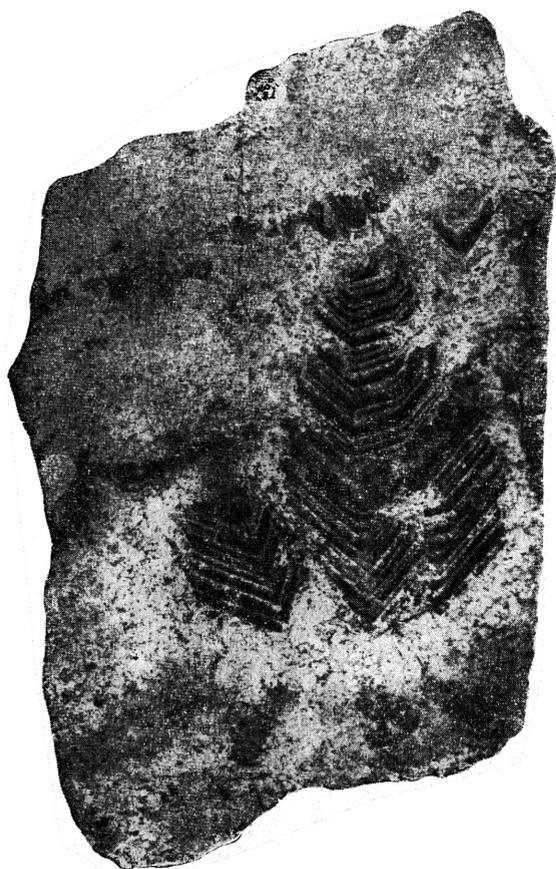


Рис. 3. Кварц из зоны роста крупных кристаллов в неравномерно мелко- и среднезернистых гранитах Восточного купола. Приполировка штуфа: светлые массы - мелкозернистый гранит, светлые полосы внутри крупного кристалла кварца - мелкие таблочки полевого шпата, нараставшие на грани его роста.

крупных кристаллов кварца и полевых шпатов в сторону встречного потока флюидов, выделявшихся при кристаллизации расплава более глубоких частей магматического купола.

При исследовании, по нашей просьбе, указанного на рис. 3 крупного кристалла кварца из прерывистых зон их развития в Восточном куполе, И.Т. Бакуменко, известный специалист в области изучения газовой-жидких включений в магматических породах, обнаружил в нем помимо

вторичных, также первичные двух- и трехфазовые включения (газ-жидкость, газ-раствор-твердая фаза). Анализ первичных включений позволил ему провести генетическую параллель ритмично-зональных образований Восточного купола с пегматитами. По результатам его исследования выяснилось, что «включения, аналогичные обнаруженным, систематически встречаются лишь в высокотемпературных зонах пегматитов хрусталеносного типа (кончая блоковой и ядерной)». При этом «структурные аналогии и сходство включений свидетельствуют, что описываемые ритмично-зональные агрегаты по времени образования родственны подобным агрегатам в пегматитах, в которых они кристаллизуются ранее обычных письменных гранитов... О нижнем температурном уровне кристаллизации ритмично-зональных агрегатов в пегматитах можно судить ориентировочно по температуре гомогенизации вторичных газовой-жидких включений, наиболее высокотемпературные из которых гомогенизируются при температуре выше 700 гр.С» (см. 95, с. 22-23). Таким образом, как видим, результаты исследований И.Т. Бакуменко подтверждают наш вывод, что описываемые крупно-кристаллические кварцево-полевошпатовые зоны Восточного купола вполне могли образоваться во время кристаллизации магмы, находящейся на более глубоком, но еще достаточно близком к ним

гипсометрическом уровне магматического купола, поскольку температура во время роста этих крупных кристаллов кварца была близка температуре расплава гранита.

Очевидно тем же процессом пульсационной кристаллизации магмы можно объяснить и образование в апикальной части Восточного купола, непосредственно под сланцевой его кровлей, довольно значительного по размерам тела пегматоидного типа с крупнокристаллическим, существенно полевошпатовым «штокшейдером» и кварцевым ядром с прожилками вольфрамита и берилла, обрамленного грейzenом. Развитие здесь же, в апикальной части купола, обширной рудной залежи грейzenов с вольфрамитом, происходило позже и, вероятно, в связи с выделением флюидов из магмы, кристаллизовавшейся еще глубже.

4. Хорошим примером, подтверждающим возможность таких заключений, может служить детально изученный И. Е. Шарпом (I. E. Sharp, 1978) на глубину 1, 8 км шток гранит-порфировых пород молибденового месторождения Редуэлл-Бейсим в рудном поясе Колорадо (США). Обнажается «шток» (определение И.Е. Шарпа) в экзоконтактовой зоне гранитного массива. Поэтому можно думать, что на самом деле «шток» является куполом погружающейся и еще слабо вскрытой эрозией апикальной части этого массива. Окружающая выход «штока» на дневную поверхность обширная область концентрического распространения рудной минерализации указывает на его куполообразное расширение с глубиной (164, с.371) В вертикальном разрезе купола (рис.4) отчетливо видно его зональное строение. Оно указывает на следующую последовательность раскристаллизации пород (сверху вниз и от периферии к осевой части купола): полосчатые, затем массивные фельзиты и фельзит-порфиры, ближе к осевой части купола - риолиты и риолитовые порфиры, после кристаллизации которых произошёл, по-видимому, особенно мощный выброс флюидов с образованием «трубки» брекчий (вверху) и раскристаллизацией, ветвящейся по траектории выброса флюидов оболочки аплитов в апикальной части ниже залегающих гранит-порфиров. Показанные на рисунке 4 после фельзитов и перед аплитами некоторые осложнения (своеобразная прерывистость) в целом единой структуры купола, как и резкие границы слоев пород разного типа структур при общности их химического состава, можно в данном случае вполне определенно рассматривать как прямое указание на прерывистость процесса раскристаллизации магматического купола, обусловленного пульсационным характером выделения магмой флюидов.

С глубиной в разрезе купола И.Е. Шарпом выделяются три зоны рудной минерализации: верхняя полиметаллическая (Cu, Pb, Zn, Sn), промежуточная и нижняя редкометалльные (W, Mo, Sn). Верхняя рудная зона распространяется вдоль брекчиевой трубки, расширяясь вблизи эрозионной поверхности. Промежуточная занимает пространство между вершиной купола и основанием брекчи-

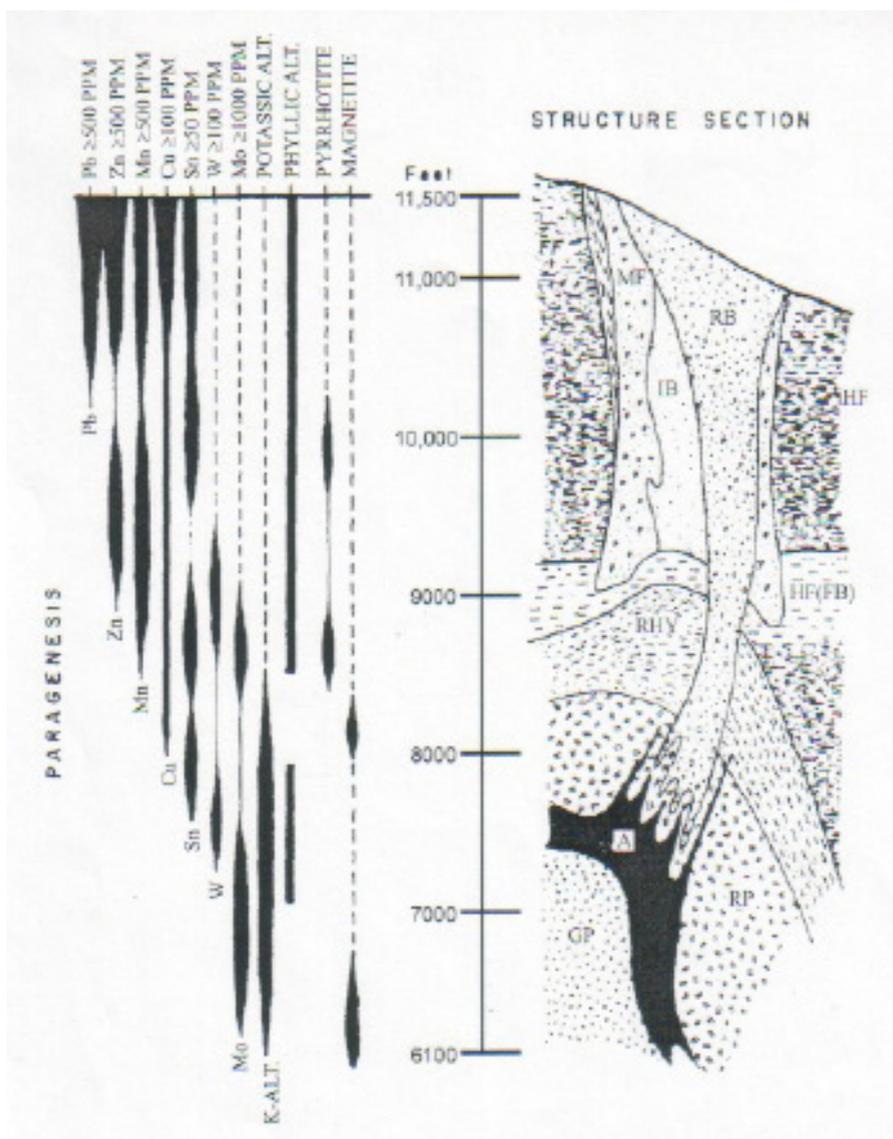


Рис. 4 - «Шток» магматических пород в разрезе:

FF - полосчатые фельзиты, MF- массивные фельзиты, IB -фельзит- порфиры, RHY- риолиты, RP- риолитовые порфиры, А - аплиты, GP - гранит-порфиры; RB - брекчии; HF, HF(FB) - роговики и ороговикованные мезозойские осадочные породы.

евый трубки, где рудное тело имеет форму «перевернутой чаши». Такую же форму имеет и нижняя зона вольфрамо-молибденовых руд, которая охватывает апикальную часть риолитового купола, распространяясь вдоль контакта его с гранит-порфиром. В целом вертикальный диапазон рудной минерализации составляет около 1500м, в котором зона вольфрамо-молибденового оруденения занимает около 1000 м. Привлекает внимание и тот факт, что вертикальная зональность этого месторождения в общих чертах сходна с горизонтальной зо-

нальностью рудного поля Колыванского плутона, которую мы объясняли пульсационным характером раскристаллизации магмы плутона (94).

Магматическая активность на этом участке рудного пояса Колорадо, по данным И. Е. Шарпа, началась 72 мл. лет тому назад и продолжалась 12,5 мл. лет с образованием целой серии таких же «калиевых фельзитовых и гранит-порфировых штоков», что также подтверждает наши заключения о значительной длительности как процесса разрастания магматических куполов, так и раскристаллизации магмы гранитоидных плутонов и, соответственно, процесса сопровождавшей её рудной минерализации.

5. С формированием Западного краевого купола Хангилайского плутона генетически связано месторождение тантало-ниобиевых руд, образование которых мы ранее (95) объясняли деятельностью флюидов третьей фазы раскристаллизации единого магматического очага (рис 5).

Биотитовые граниты Западного купола подверглись сильному гидротермальному метаморфизму, в процессе которого биотит замещался мусковитом и светлой литиевой слюдой. Интенсивное развитие получили также альбит и амазонит. Первичные граниты при этом местами были почти полностью замещены новым минеральным комплексом с преобразованием их в литионит-альбит-амазонитовые апограниты, альбититы и топазо-кварцевые грейзены. И всё же, за исключением сравнительно редких случаев полного замещения, в породах купола не только под микроскопом, но и в поле достаточно хорошо распознавались реликты первичных структур гранитов. По наблюдениям в центральной части купола, где сохранились менее измененные граниты, узнавалось, что они изначально были биотитовыми, такими же, что и граниты Центрального купола. Но в отличие от Главного купола плутона граниты здесь (как и в Восточном куполе) значительно более резко расслоены на слои пород разной зернистости, располагающиеся в общих чертах согласно с контуром кровли купола. Было также установлено, что встречающиеся в зоне контактового ореола купола кварцевые жилы вольфрамовых рудопроявлений пересекаются отходящими от него апофизами гранитов. Из всех этих наблюдений тогда и был сделан вывод, что проявления вольфрамо-бериллиевой и тантало-ниобиевой рудной минерализации генетически связаны с гранитами разных фаз кристаллизации магмы плутона.

Однако позже, С.М. Бескиным и Р.И. Недумовым в 1974 году был выявлен и закартирован среди биотитовых гранитов Центрального купола крупный (1,0 x 1,8 км) выход лейкократовых гранитов, который, как это следует из описаний (17, с. 89) и его изображения на карте (рис. 26), скорее всего представляет собой «внутренний» купол новых гранитов в массе более ранних, «нормальных» по составу биотитовых гранитов Центрального купола. Этот купол, по описаниям С.М. Бескина и его соавторов, сложен крупно-среднезернистыми «аляскитоидного» типа гранитами с внешним кольцом среднезернистых и мелко-среднезернистых разновидностей с секущими их еще менее зернистыми жильными аляскитами и аплитами. Такого же типа «кольцевые» (а в плоскости современного эрози-

онного среза полукольцевые, серповидные) выходы средне- и мелкозернистых «аляскитоидов» среди биотитовых гранитов Главного купола были закартированы еще в нескольких местах Главного купола. Как пишут авторы, «пропуск аляскитов при предыдущих съемках был вызван, в частности тем, что в них присутствуют порфировидные вкрапленики, отчего при формальном подходе они не отделялись от среднезернистых порфировидных биотитовых и двуслюдяных гранитов» (там же, с.89). В этой связи заметим, что более сложная, но в общих чертах такая же ситуация в соотношении аляскитовых гранитов с «нормальными» биотитовыми гранитами наблюдалась и нами при исследовании Каркаралинского плутона в Центральном Казахстане (99, с.98-100, рис. 30-33, фото 28). В данном же случае это необходимо подчеркнуть еще и потому, что в Каркаралинском плутоне совершенно определенно устанавливается генетическая связь тантало-ниобиевой минерализации именно с аляскитовыми гранитами (88, с.18). Там аляскитовые граниты дают пример прямого перехода их в пегматитовые

тела с альбитом, флюоритом, топазом, бериллом и колумбит-танталитом (99, с.110). Ценные сведения дают и результаты комплексного геолого-геофизического исследования района танталового месторождения Этыка, генетически ассоциированного с гранитами того же, что и Хангилайский плутон, мезозойского рудно-магматического пояса (рис.5).

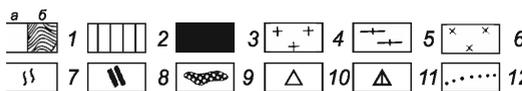
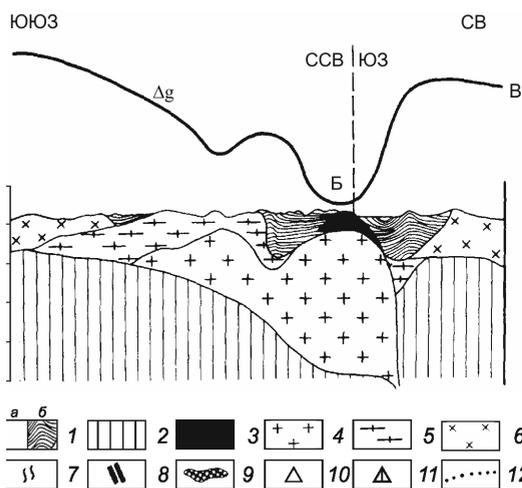
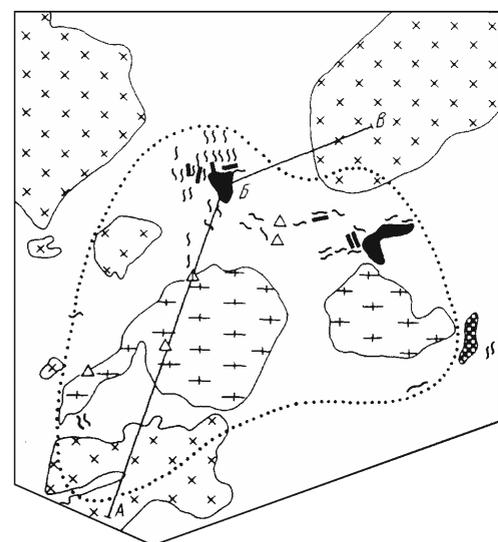


Рис. 5. Схематическая геологическая карта месторождения Этыка (Вост. Забайкалье) Разрез по линии АБВ (Э.Н. Лишневский, С.М. Бескин, 1986): 1 - Мезозойские терригенные породы: а - на плане, б - на разрезе; 2 - палеозойский (?) и протерозойский фундамент; 3 - Танталоносные амозанит-альбитовые граниты; 4 - аляскитоидные граниты; 5 - Биотитовые и двуслюдяные граниты; 6 - гранодиориты. АБВ - кривая тяжести по данным гравиметрии. На геологической карте также указываются: 7 - гранит-порфиры, гранофиры, микрограниты; 8 - диоритовые порфиры, лампрофиры; 9 - микродиориты; 10-11 - кварцево-жильные и грейзеновые месторождения: 10 - вольфрама, 11 - олова и вольфрама; 12 - контур скрытого на глубине гранитного плутона, по данным гравиметрии.

Поэтому предположение, что танталовое месторождение Западного купола Хангилайского плутона находится в генетической связи с залегающими глубже и еще не вскрывшимися аляскитовыми гранитами, высказанное С.М. Бескиным с его соавторами, представляется нам вполне возможным. Но только в том смысле, что сами аляскитовые граниты Хангилайского плутона следует также рассматривать как результат раскristаллизации расплава уже другого этапа магмообразования, происходившего после кристаллизации магмы биотитовых гранитов. И, соответственно, Хангилайский плутон в целом, как и Каркаралинский, следует считать плутоном многоэтапного образования, сформировавшегося в результате прерывистого развития процесса палингенеза, в котором этапы образования магмы эволюционно меняющегося состава закономерно сочетались с фазами её пульсационной кристаллизации. Но с тем отличием от Каркаралинского плутона, что в Хангилайском плутоне получили слабое развитие породы группы кварцевых диоритов - гранодиоритов и в пока еще не ясных масштабах проявлен сам этап образования магмы аляскитовых гранитов. Строго говоря, даже в Западном куполе Хангилайского плутона присутствие аляскитовых гранитов, как таковых, еще не доказано. Они лишь предполагаются на глубине. Своеобразной фацией их на наблюдаемом уровне эрозии Западного купола пока следует считать лишь показанные на рис.5 так называемые «амазонит-альбитовые граниты». Но и их генезис также еще не совсем ясен, поскольку эти «граниты» здесь трудно отделить от глубоко метасоматически измененных и, возможно, частично переплавленных в процессе палингенеза более ранних, изначально биотитовых гранитов. Доказательства перекристаллизации и замещения первичных минералов в биотитовых гранитах Западного купола новым комплексом минералов, с преобразованием их в литионит-альбит-амозанитовые апограниты приводились нами (95, с.57).

6. Также и лейкократовые граниты Восточного купола относить к аляскитам нет никаких оснований. По своему составу изначально это были нормальные биотитовые граниты, о чем бесспорно свидетельствуют наблюдаемые под микроскопом включения чешуек биотитов, сохранившихся в зернах кварца гранитов, испытавших здесь интенсивный гидротермальный метаморфизм (95, с.17, 68, 69). Генетическая связь вольфрамового и бериллиевого оруденения с массивами биотитовых, часто порфиroidных гранитов давно и хорошо известна. В массивах биотитовых гранитов такое оруденение действительно нередко ассоциируется с лейкократовыми гранитами. Но эти граниты, часто называемые «аплитовидными», не имеют никакого отношения к формации аляскитовых гранитов. Поздняя, так называемая «дайка» биотитовых гранитов, секущая мусковитовые граниты западной части купола, что было впервые установлено и описано В.В.Аристовым и И.Я.Смульским (1961), вполне определенно указывает на истинный состав магмы Восточного купола. Коренных выходов этой «дайки» нет. Она прослеживается лишь по развалам глыб вдоль краевой части купола на расстояние около ста метров при ширине полосы раз-

валов около 70 м. Только в глыбах и наблюдался непосредственный контакт ботитового гранита «дайки» с мусковитовыми средезернистыми гранитами купола. По внешнему виду эта «дайка» полосчатая, с чередованием полос мелкозернистого гранита и того же состава гранит-порфиров. В шлифах из мусковитовых гранитов, рассекаемых «дайкой» и отобранных в непосредственно контакте с нею, нами наблюдалось, что биотит в них - новообразованный минерал. Он развивался по трещинкам, секущим все минералы гидротермально измененного гранита, в том числе и мусковит, обрастая его и проникая в него по трещинкам спайности (95, с. 68).

О том, что аплитовидные биотит-мусковитовые и мусковитовые граниты Восточного купола нельзя относить к аляскитам свидетельствует и такой факт. При расчете баланса вещества в процессе формирования Каркаралинско-го плутона было установлено, что переход от этапа образования биотитовых гранитов к этапу аляскитовых гранитов сопровождался резким (в 3,4 раза) повышением в них содержания фтора и только лишь отчасти кремния (2,4 вес.%), при практически равном содержании в тех и других гранитах калия. Из этих наблюдений был тогда нами и сделан вывод, что при палингенезе главным фактором эволюции состава магмы в сторону аляскитов было резкое усиление участия в этом процессе именно фтора. Очевидно то же самое происходило и в Хангилайском плутоне. Так, исследованиями А.А. Кадышева и А. М. Аксюка (2011) было установлено, что концентрация фтора во флюиде при образовании «аляскитовых гранитов» Западного краевого купола (до 0,43 Mhf) была намного выше, чем при образовании «обычных» биотитовых гранитов Главного купола (0,037-0,75 Mhf). А концентрация фтора во флюидах мусковитовых гранитов Восточного купола остается практически такой же, что и в биотитовых гранитах Главного купола (0,024-0,064 Mhf).

Вместе с тем, сам факт появления «дайки» биотитовых гранитов в краевой части мусковитовых, гидротермально измененных, а изначально также биотитовых гранитов Восточного купола также нуждается в объяснении. Как уже указывалось (п.3), грейзенизация гранитов Восточного купола с замещением биотита мусковитом скорее всего происходила под действием флюидов, выделяющихся из магмы того же купола, находящейся глубже и кристаллизовавшейся позднее. Поэтому можно предположить, что прорывы глубинных флюидов могли привести и к возобновлению процесса палингенеза в боковой части уже испытывавшего гидротермальный метаморфизм магматического купола с наращиванием за счет боковых пород новых слоев гранитной магмы в его краевых частях и последующим процессом её раскристаллизации. В этой связи нам представляется интересным прогнозный разрез Восточного купола, составленный А.М. Гребенниковым, много лет занимавшимся его детальным исследованием в ходе разведки ассоциированных с ним месторождений вольфрама и бериллия.

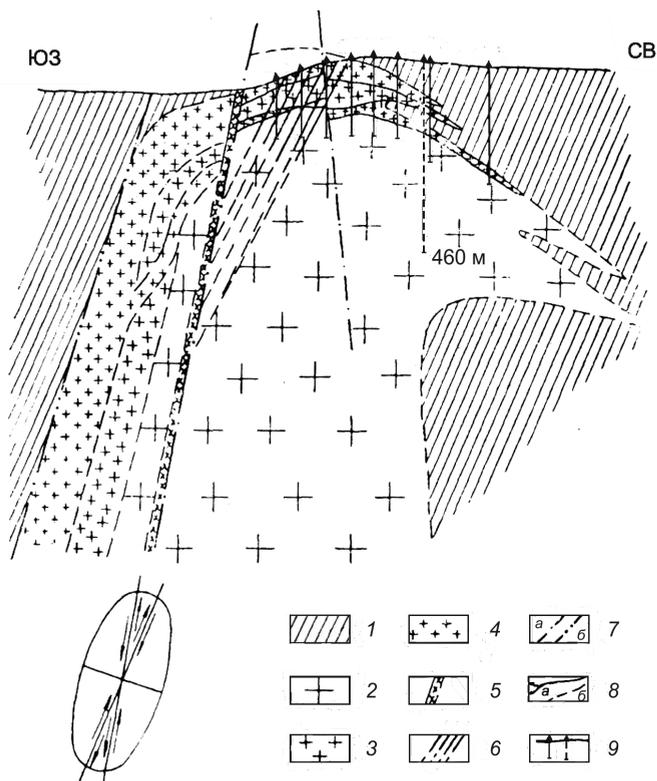


Рис. 6. Прогнозный разрез Восточного купола Хангилайского плутона (А.М.Гребенников,1995):

1 - палеозойские сланцы; мусковитовые граниты: 2 - крупнозернистые, 3 - среднезернистые, 4 - мелкозернистые; 5 - «дайка» биотитовых (двуслюдяных) гранитов; 6 - рудные жилы; 7 - разрывные нарушения: а - установленные, б - предполагаемые; 8 - геологические границы: а - установленные, б - предполагаемые; 9 - буровые скважины

А.М. Гребенников, как и другие исследователи района, считает многослойное строение Восточного купола результатом неоднократного

внедрения глубинной магмы. Но он (как и другие геологи, занимавшие ту же позицию) не ответил на неизбежно возникающий при этом важнейший вопрос: куда же тогда девался весь тот объем пород, который ранее был на месте Восточного купола? Ни о каких перемещениях блоков вмещающих пород, предварявших или споровождавших внедрение глубинной магмы, А.М. Гребенниковым ничего не сообщается и ничего такого не следует, как из его рисунка, так и из геологической карты. При этом заметим, что, в среднем, диаметр Восточного купола гранитов на его рисунке никак не менее 1 км, а на глубине и больше. Тогда как изображенная на его рисунке картина многослойного строения Восточного купола может даже служить хорошей иллюстрацией разрастания магматических куполов именно по механизму магматического замещения и пульсационного характера раскристаллизации образующейся в этом процессе палингенной гранитной магмы. В сущности то же самое отражено и на геологической карте плутона, составленной С.М.Бескиным с его соавторами, где помимо Центрального, краевых Восточного и Западного куполов показаны еще развившиеся уже в массе биотитовых гранитов Центрального купола более молодой купол «аляскитовых» (?) гранитов и многочисленные дугообразные фрагменты кольцевых структур, вероятно таких же, но еще слабо вскрытых эрозией куполов.

7. Проблема происхождения «литий-фтористых» гранитов, в генетиче-

ской связи с которыми обычно находятся месторождения танталовых руд, в том числе и Хангилейского плутона, имеет большую литературу, из которой в данном случае, мы выделяем статью В. И. Коваленко и Н. И. Коваленко (1982). В ней, исходя из реально фиксируемой ведущей роли флюидов и особенно фтора при их образовании, обосновывается вывод, что литий-фтористые граниты закономерно завершают процесс формирования гранитоидных комплексов щелочно-земельной серии и тем самым «естественно заканчивают геохимическую эволюцию гранитов стандартного геохимического типа» (45, с. 28). По существу к таким же выводам приходили и мы, анализируя геологический процесс формирования Каркаралинского плутона и рассчитывая баланс вещества в этом процессе, что и привело нас тогда к выводу о его формирования в результате многоэтапного развития процесса палингенеза. Но нельзя согласиться с тем заключением указанных авторов, что накопление фтора и геохимически ассоциированных с ним редких элементов во флюидах происходило в результате кристаллизационной дифференциации изначально единой «первичной» гранитной магмы, усиленной механизмом эмонационной дифференциации. «Литий-фтористые граниты,- пишут авторы,- возникли в итоге длительной дифференциации обычной гранитной магмы с постепенным накоплением в остаточных расплавах воды, фтора и редких элементов», с.129). Но вместе с тем и сами авторы были вынуждены указать на возникающие при этом практически неразрешимые вопросы. На стр. 132 они пишут: « Следовательно, чтобы содержание фтора в гранитном расплаве могло повыситься до уровня его концентрации в онгонитовом расплаве, количество флюида в системе должно быть больше количества расплава не менее чем в 3-30 раз. Еще большим оказывается необходимое соотношение масс флюида и породы для переноса флюидом редких щелочных элементов. Так, для изменения концентраций лития и рубидия в гранитной магме до уровня, наблюдающегося в онгонитовом расплаве, приходится допускать для высоких температур превышение объема флюида над объемом расплава в сотни раз и даже более». Но эта проблема соотношения объемов расплавов и флюидов, считают они, «может быть решена при допущении процесса метамагматического взаимодействия глубинных трансмагматических флюидных потоков с гранитным расплавом». И при этом ссылаются на те же работы Д. С. Коржинского (Корж., 1972 и др.), что и мы, обосновывая свой вывод о формировании гранитоидных плутонов в процессе магматического замещения вмещающих пород. В связи с этим возникает естественный вопрос: зачем тогда указанным авторам вообще нужна гипотеза кристаллизационной дифференциации магм, уже давно вызывающая серьезную критику. Эта тема уже была отчасти затронута нами при обсуждении проблемы формирования гранит-порфировых куполов района Кавказских Минеральных вод.

Геологические наблюдения свидетельствуют, что процесс палингенного формирования гранитоидных плутонов развивался путем роста магматиче-

ских куполов в условиях развития прогрессивного метаморфизма вмещающих пород. И в этом процессе принимали участие флюиды как самих метаморфизируемых пород, так и потоки флюидов глубинного происхождения. О реальном соотношении тех и других, можно судить, очевидно, только косвенно, сопоставляя составы исходных пород и конечных продуктов замещения на всех этапах развития этого процесса. Расчеты баланса вещества, выполненные на примере Каркаралинского плутона, показывают, что при переходе от этапа образования биотитовых к этапу аляскитовых гранитов среднее содержание фтора в них увеличилось в 3,4 раза, что в условиях магматического замещения по существу одних тех же пород можно было объяснить только существенным возрастанием доли глубинного фтора. При этом, как следует из табл 1, обогащение палингенной магмы фтором в процессе формирования плутонов многоэтапного образования, по сравнению с содержанием его в исходных вмещающих породах, происходило вначале незначительно и очень резко усилилось только на этапе образования аляскитовых гранитов.

Табл. 1 Содержания фтора в породах: А - вмещающих Каркаралинский плутон, Б - плутона, г/т; в скобках количество проб

А. Песчаники, алевролиты	570 (89)	Б. Гранодириты, кв. диориты	770 (43)
Липарито-дациты	520 (38)	Биотитовый гранит	700 (21)
Порфириты и туфы	520 (11)	Аляскитовый гранит	1100 (105)

Обычно наблюдаемое резкое повышение содержания редких щелочей в аляскитовых гранитах, по сравнению с содержаниями их в «обычных» биотитовых гранитах отчетливо отражает те же тенденции. К сожалению мы не имеем данных по содержанию редких щелочей в породах конкретно Каркаралинского плутона, но располагаем результатами определения содержания их в породах контактового ореола. Поскольку рост магматических куполов в процессе палингенеза осуществляется в контурах поднимающихся из глубин Земли потоков флюидов, то помимо фтора представляется интересным параллельно с ним проследить и основные тенденции распределения всей группы щелочей в породах контактового ореола того же Каркаралинского плутона.

Из данных таблицы следует, что содержание калия в процессе развития прогрессивного метаморфизма вмещающих пород и по мере приближения к контакту с магматическим куполом неуклонно растет, достигая максимума во внутренней зоне контактового ореола. Иная ситуация с натрием. Содержание его при этом столь же закономерно снижается. Калий во внутренней зоне контактового ореола как бы вытесняет натрий. О той же тенденции свидетельствует и анализ содержания этих щелочей в отдельном, хорошо прослеживаемом по простиранию до непосредственного контакта с магматическим куполом горизонте полимиктового песчаника, мощностью около 10 м, изначально резко обедненного калием (группа проб № 3). В целом же выясняется, что в

**Табл. 2 Содержание щелочей в породах,
вмещающих Каракаралинский плутон (вес.%)**

Породы, место взятия пробы	K₂O	Na₂O	Число проб	Li	Rb	Cs	Число проб
1. Песчаники, алев- ролиты за пределами контактового ореола	1,66	3,51	106	0,0022	0,0033	0,00024	87
2. Ороговикованные песчаники, алевро- литы в контактовом ореоле гранодиори- товых куполов				0,0022	0,0038	0,00035	20
3. Песчаники, алев- ролиты в контак- товом ореоле аляс- китовых куполов: а) в целом	2,75	2,97	61	0,0033	0,0060	0,00040	15
б) внешняя зона оре- ола	2,00	3,59	27				
в) внутренняя зона ореола	2,98	2,16	25				
4. Горизонт полимик- тового песчаника в контактовом ореоле купола гранодиори- тов: а) 1500 м от кон- такта	0,26	6,34	1				
б) 1000 м от контакта	0,11	6,691					
в) 10 м от контакта	1,18	5,78	1				

общем потоке флюидов, в процессе миграции которого рождается палингенная магма, содержание калия резко возрастает во внутренней, «осевой» части его, что и может служить дополнительным доказательством его глубинного источника. А данные по редким щелочам показывают, что участие их в этом процессе особенно заметно возрастает при образовании магмы аляскитовых гранитов. К сожалению, мы не располагаем анализами содержания редких щелочей в биотитовых гранитах. Но хорошо видно, что участие редких щелочей в процессе палингенеза синхронизируется не так с калием, как со фтором, содержание которого в породах плутона резко возрастает как раз на переходе к этапу образования магмы аляскитовых гранитов.

8. Палингенное образование Хангилайского плутона вряд ли возможно оспорить. С.М. Бескин с соавторами определяют форму Хангилайского плуто-

на как многокупольный факолит, размером 20 x 18 x 8 км, приспособившийся к антиклинорной структуре вмещающих толщ», образовавшейся в результате внедрения магмы в пологие полости отслоения вмещающих пород. Но, как известно, под термином факолит обычно понимается «небольшое интрузивное тело чечевицеобразной формы» (Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, Э.А. Струве, 1937). На самом деле Хангилайский плутон - это крупный многокупольный лакколит, имеющий по геофизическим данным четко выраженное плоское основание. (см. рис. 6). «Самые большие факолиты, - пишет автор этого термина Г.В. Тиррель, - имеют сравнительно небольшие размеры. Они существенно отличаются от лакколитов, так как их местоположение и форма определяются условиями складчатости, а их интрузия не является, как в случае лакколитов, причиной сопутствующего изгибания слоев» (1932, с.33). О лакколитовой форме залегания крупных гранитоидных плутонов, как известно, уже давно писали геологи старшего поколения. Особо подчеркнем, что само существование краевых и внутренних куполов Хангилайского плутона, уже только по одному этому признаку полностью исключает возможность применения к нему термина «факолит».

Многоэтапный и многофазный процесс формирования Хангилайского плутона, как и Каркаралинского, путем магматического замещения вмещающих пород и последующей пульсационной раскristаллизации палингенной магмы несомненно требовал очень длительного времени. Определение калий-аргоновым методом абсолютного возраста отобранных нами шестнадцати проб его пород и шести проб отдельных минералов (микроклин, амазонит, мусковит, лепидолит), выполненного известным, высоко квалифицированным специалистом в этой области Л.В. Фирсовым в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР, указывает на интервал времени (включая процессы гидротермального метаморфизма) от 136 до 74 млн лет (95), что вполне сопоставимо как с геологическими, так и изотопными данными о большой длительности формирования гранитоидных плутонов и в других регионах. Опубликованные результаты определения абсолютного возраста Хангилайского плутона другими исследователями никак не противоречат этим выводам, поскольку ими анализировались одиночные пробы, и только уже поэтому вопрос о длительности формирования плутона вообще не мог рассматриваться.

Хангилайский плутон относится к выделяемому в Восточном Забайкалье кукульбейскому гранит-лейкогранитовому комплексу, «изометричные тела которого приурочены к центральным частям купольных морфоструктур высокого порядка» (В.С.Абушевич, Сырицо, 2007). Все плутоны этого комплекса, - пишут указанные авторы, - однофазные, сформировавшиеся в результате однократного внедрения глубинной магмы. Магма их, по геологическим данным, прорывала всю юру, а галька гранитов встречается в конгломератах нижнего мела. В.С. Абушевич и Л.Ф.Сырицо приводят обобщенные данные единичных определений абсолютного возраста разных плутонов кукульбейского комплек-

Табл 3 Абсолютный возраст пород и минералов Хангилайского плутона

Порода, минерал	Купол	Возраст, млн лет	Метод	Источник сведений
Мусковит из кварц-мусковитового грейзена	Восточный	147±5	K/Ar	А.М.Гребенников, 1995
Мусковит из кварц-вольфрамитовой жилы	—«—	135±5	K/Ar	—«—
Гранит	?	(141,5-36)±2,8	Rb/Sr	Е.В.Негрей и др., 1995
Гранит	?	143	?	В.И.Коваленко и др., 1999
Гранит	Западный	142,9±1,8	Rb/Sr	Ю.А.Костицын, 2000

са калий-аргоновым методом по валовым пробам гранитов, которые укладываются в интервал 157-128 млн. лет. И сопровождают их замечанием, что рубидий-стронциевый метод все-таки является более точным. Вероятно поэтому и возраст Хангилайского плутона, оцениваемый по результатам исследования этим методом, определяется ими в очень узких пределах: 142 +/- 1,7 млн. лет.

В той же статье ими приводятся результаты собственного изучения трех изотопных систем: Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, а на соответствующем графике показано положение биотитовых гранитов Центрального купола Хангилайского плутона, порфиробластовых гранитов Западного и мусковитовых гранитов Восточных куполов в координатах «εNd - возраст». На этой диаграмме точки биотитовых гранитов Центрального, порфиробластовых гранитов Западного и мусковитовых гранитов Восточного куполов также ложатся практически на одну и ту же линию возраста: 140 - 144 млн.лет (2, с.133, рис.55), что близко соответствует результатам определения возраста Хангилайских гранитов рубидий-стронциевым методом (см. табл 3). А вместе с тем и наиболее древним цифрам возраста по нашим данным, полученных калий-аргоновым-методом. И всё же мы не видим оснований, чтобы согласиться с авторами в том, что рубидий-стронциевый метод определения абсолютного возраста является более точным, чем калий-аргоновый метод. К самому этому методу вряд ли возможно предъявить претензии. Причина разных оценок возраста гранитов Хангилайского плутона, полученных разными методами заключается, вероятно, в чем-то другом. Во-первых, нельзя судить о всем времени формирования плутона по определениям возраста в одиночных пробах гранита или отдельных минералов, каким бы методом не приходилось пользоваться. Во-вторых, и это главное, необходимо принять во внимание, что само развитие калий-аргоновых и рубидий-стронциевых отношений в процессе прогрессивного метаморфизма и формирования гранитоидного плутона могло существенно различаться и иметь свои особенности. Как мы знаем, в процессе образования палингенной гранитной магмы большая роль должна была принадлежать ка-

лию самих вмещающих пород. Но также несомненно и участие в этом процессе глубинного калия, поступающего непосредственно из магмы, что впервые убедительно было показано на примере анализа химического состава пород контактового ореола гранитоидов области Ставенгер в Южной Гренландии В.М. Гольдшмидтом, хотя сам он и не рассматривал гранитоидные плутоны, как палингенные образования. Анализ химического состава пород контактового ореола Каркаралинского плутона вполне определенно показал резкое возрастание роли глубинного калия на этапах образования биотитовых и аляскитовых гранитов. Но независимо от источника калия в гранитной магме, принимая во внимание высокую летучесть аргона можно думать, что в процессе палингенеза, при переходе вещества исходных вмещающих пород из кристаллического состояния в расплавленное, какая-то часть аргона могла улетучиваться. И, соответственно, по мере развития процесса палингенеза и разрастания магматического купола должны были складываться всё новые и новые калий-аргоновые отношения. Вот почему калий-аргоновый метод при системном отборе проб на анализ может дать более полную временную картину формирования гранитоидных плутонов. И наоборот, участвующий в этом процессе рубидий, как и другие редкие щелочи, в основном имеют глубинное происхождение. Химические свойства возникающего при его распаде стронция таковы, что его миграционная способность значительно меньше, чем у аргона, и он практически не реагирует со щелочами. Поэтому можно предположить, что изначально сложившиеся в процессе формирования глубинного флюидопотока рубидий-стронциевые отношения могли в процессе палингенеза быть более устойчивыми. И, соответственно, наблюдаемые рубидий-стронциевые отношения в гранитах, в отличие от калий-аргоновых, могли фиксировать не так возраст гранитов, как в большей мере время зарождения глубинных флюидопотоков, вызывающих процесс магмообразования. История формирования гранитоидных плутонов была, очевидно, не только длительной, во многие десятки и сотни миллионов лет, но и более сложной, чем она нередко трактуется. Поэтому сводить её к какому-то кратковременному акту внедрения глубинной магмы, исходя из имеющихся наблюдений, фактов и знаний, вряд ли возможно.

IV. Магнитогорский плутон

Магнитогорский гранитоидный плутон широко известен благодаря своим месторождениям железных руд. Плутон хорошо изучен. На определенном этапе в исследованиях его принимал участие и автор этих строк. Помимо хорошей геологической изученности Магнитогорский плутон для целей нашей работы особенно интересен тем, что он относительно слабо эродирован, а это предоставляет возможность анализа геологических условий формирования плутона на уровне, близком к остановке фронта разрастания его магматической камеры.

Первое всестороннее изучение Магнитогорского плутона с составлением в одноверстном масштабе геологической карты района было выполнено А.Н. Заварицким еще в начале прошлого столетия. Предварительные материалы по его работам были частично опубликованы в 1911 и в 1913 годах. Однако окончательные результаты исследований из-за трудностей того времени были опубликованы только в 1922-1927 годах и по частям, под общим названием «Гора Магнитная и её месторождения железных руд». Переизданная через много лет отдельным томом (А.Н.Заварицкий, избр.тр.,т.3, 1961) эта монография содержит богатейший фактический материал. Она до сих пор не потеряла своего научного значения и продолжает служить большим источником знаний как по геологии гранитов, так и по генезису ассоциированных с ними железорудных месторождений. По словам академика А.Г. Бетехтина, автора предисловия к повторному изданию, монография «в целом представляет образцовый научный труд по систематическому описанию геологии и петрографии района» Вместе с тем, общепризнанная значимость этого выдающегося труда, как и высокий научный авторитет её автора содействовали тому, что на протяжении многих лет заключения А.Н.Заварицкого по основным вопросам геологического строения района не пересматривались. И только сама жизнь, в связи с истощением запасов руды для Магнитогорского металлургического комбината, привела к такой необходимости.

Межведомственной Экспертной Комиссией в 1955 году, под председательством академиков И.П. Бардина и А.Г. Бетехтина, перед геологической службой Министерства Черной Металлургии и Уральским Геологическим Управлением была поставлена задача резкого усиления геолого-поисковых работ в этом районе. В соответствии с рекомендациями экспертной комиссии в 1956 году на площади, почти полностью включающей Магнитогорский плутон, была выполнена комплексная геологическая съемка масштаба 1: 50 000 (отв. исполнитель В.В. Потапьев). Очень кратко некоторые результаты этих исследований были опубликованы в двух небольших статьях (1957, 1958 гг), помещенных в мало распространенных ведомственных изданиях, а ныне, по-видимому, и вовсе утраченных. Отчет о выполненных

работах хранится в Росгеолфонде, но и он для автора оказался недоступным. Единственную возможность в какой-то мере восполнить этот пробел дает сохранившаяся у нас рецензия на него, написанная одним из наиболее авторитетных уральских геологов того времени, куратором геолого-съёмочных работ на Урале Иваном Денисовичем Соболевым (прил.1).

Одновременно, в том же году, вслед за нами, сразу же перекрывая более половины площади нашей съёмки, с применением большого объема буровых и горных работ коллективом геологов Магнитогорского Металлургического Комбината под руководством и с участием научных сотрудников Уральского Филиала АН СССР (доктор геол.-мин. наук, проф. Д.С.Штейнберг, аспирант Г.Б.Ферштатер) началась детальная геологическая съёмка Магнитогорского рудного поля в масштабе 1 : 10 000, которая была завершена в 1960 года. По материалам этих работ в 1966 году Г.Б.Ферштатером была опубликована монография «Магнитогорская габбро-гранитная интрузия» - вторая после А.Н.Заварицкого крупная публикация по Магнитогорскому плутону. Монография Г.Б.Ферштатера существенно расширяет знания по геологии плутона, главным образом в части, касающейся вещественного состава его пород и минералов. Но в понимании процессов формирования плутона автор её остается в основном на позиции представлений А.Н.Заварицкого, дополняя их своими наблюдениями. Наряду с монографией А.Н. Заварицкого, в своей работе мы будем широко использовать фактический материал, содержащийся и в этой книге.

1. Геологическая позиция плутона и вмещающий комплекс

Магнитогорский плутон, как говорит само название, находится на Урале, в районе города Магнитогорска, в приосевой части Магнитогорского мегасинклинория, сформировавшегося в позднем палеозое в ходе инверсионного развития Тагило-Магнитогорской эвгеосинклинальной зоны складчатой системы Урала. Плутон залегает среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ верхнего девона-нижнего карбона, которыми сложена крупная Магнитогорская брахиантиклиналь (рис. 1, 2). Стратиграфически выше по разрезу залегает мощная, порядка 1000м, толща известняков кизильской свиты (C1n)). Они слагают того же порядка Агаповскую брахисиклинали, которая примыкает к Магнитогорской брахиантиклинали с юго-востока по линии крупного разлома с амплитудой вертикального смещения около двух километров. Вмещающая плутон Магнитогорская брахиантиклиналь в сводовой части осложнена пологими складками второго и третьего порядка, в ядрах которых также обнажаются гранитоиды.

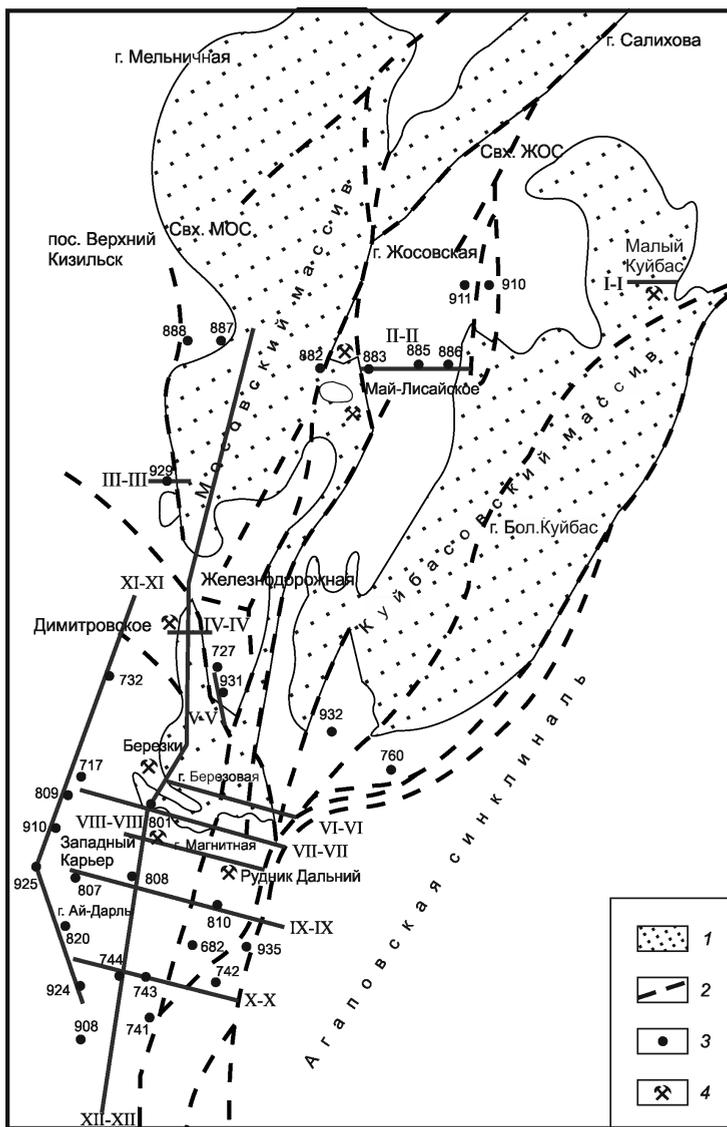


Рис. 1. Обзорная карта Магнитогорского рудного поля с указанием геологических разрезов (римские цифры):

1 - главные выходы плутона на поверхность; 2 - главные тектонический нарушения; 3 - буровые скважины; 4 - контактовые железорудные месторождения и рудопроявления. (Г.Б. Ферштатер, 1966). Римские цифры – профили буровых скважин

Возраст плутона по нашим наблюдениям условно определялся как «докизильский», поскольку породы этой свиты не несут признаков контактового метаморфизма или каких-либо иных свидетельств влияния на них гранитоидного магматизма, широко проявленных в породах нижележащих толщ. Абсолютный возраст гранитов, по определениям Л.Н. Овчинникова (1957,1963 г.) - 360, гранодиоритов - 335-355 мл. лет.

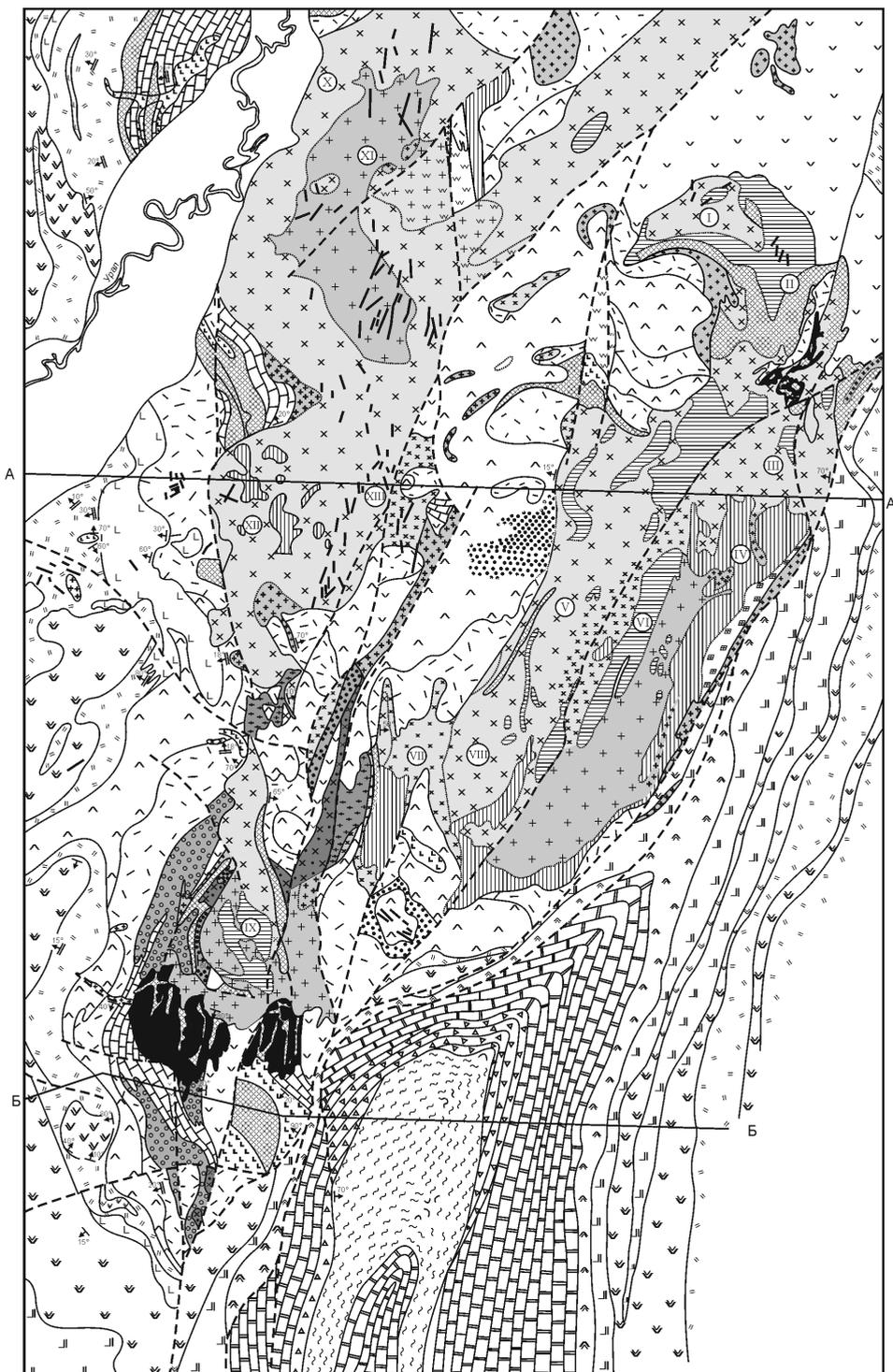
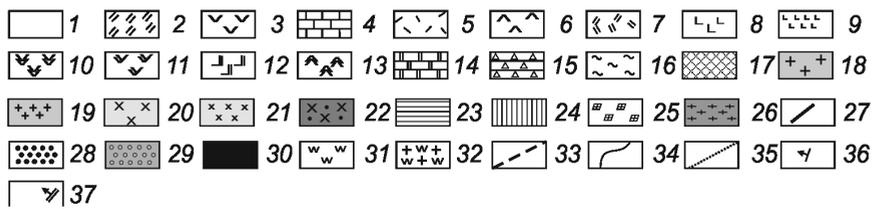


Рис. 2. Геологическая карта Магнитогорского рудного поля и геологические разрезы по линиям А-А и Б-Б (Г.Б. Ферштатер, 1966):



1 - Четвертичные отложения; 2 - Кремнистые сланцы и яшмы (средний девон); 3 - порфирировая толща, верхний девон; верхнетурнейско- средневизейский этап, толщи: 4 - рудовмещающая осадочная, 5- диабазовая, 6 - андезитовая; вулканогенно-осадочная: 7- преимущественно осадочные породы, 8 -липаритовые порфиры , 9 - их жильная фацция средне-верхневизейский вулканический этап: 10 - андезито-базальтовая толща, 11 - генетически связаны с ней жильные диабазы, 12 - липаритовая и 13 - базальтовая толщи; 14-16 - породы Агаповской синклинали (известняки, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, мергели (намюр - нижняя пермь); 17 - габброиды; 18,19 - граниты и их тонкозернистые фации. 20, 21 - граносиениты и граниты нерасчленимые и их тонкозернистые фации; 22 - плагиограниты; 23- кварцевые диориты и гранодиориты; 24 -«гранито-диориты», 25 - эруптивные брекчии габброидов. «Поздний жильный комплекс»: 26 - «залежи» граносиенит-порфиров и гранодиорит-порфиров, 27 - внемасштабные дайки граносиенит-порфиров, гранодиорит-порфиров, кварцевых диабазов, лампрофиров. 28 - «магасоматические роговики», 29 -скарны, 30 - магнетитовые руды, 31 - вторичные кварциты, 32 - окварцованные граниты, 33 - тектонические нарушения; контакты: 34 - резкие, 35 - постепенные переходы; элементы залегания: 36 - контактов, 37 -слоистости; цифры в кружках на карте: центры участков замера трещин отдельности с номерами диаграмм.

На площади выхода плутона на поверхность наблюдается сложная сеть разрывных нарушений преимущественно субмеридионального и субширотного направлений, в которой еще со времен А.Н. Заварицкого выделяются догранитные, дорудные и послерудные разломы. Принципиально ориентировка сети разрывных нарушений и перемещений по ним в разные этапы формирования плутона мало менялась, что было предопределено, по-видимому, более ранней историей геологического развития региона. А именно, блоковым строением кристаллического фундамента палеозойских вулканогенных и осадочных толщ (Соболев И.Д., 1972). Это обстоятельство объясняет и брахискладчатый характер вмещающей плутона пликвативной структуры.

В непосредственном контакте с плутоном обнажаются преимущественно породы выделенных нами двух толщ - «порфирировой», представленной верх-

недевонскими эффузивами и туфами, и очень неоднородного состава и строения «рудовмещающей», сложенной турнейскими (возможно включая и нижний визе) часто чередующимися вулканическими, вулканогенно-осадочными и нормальными осадочными образованиями. Выше по разрезу рудовмещающая толща последовательно перекрывается более молодыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами нижнего карбона. В этой части разреза нами были выделены «нижняя» (позднее расчлененная на «диабазовую» и «андезитовую») и «верхняя» (существенно липаритового состава) вулканогенно-осадочные толщи, общей мощностью до 1350м, которые по современным взглядам характеризуют ранневизейский этап вулканической деятельности. Они перекрываются тремя вулканогенными («андезито-базальтовая», «липаритовая», «базальтовая») толщами поздневизейского вулканического этапа. Вещественная и возрастная характеристика перечисленных толщ дана в ряде публикаций (40, 90, 92, 93, 138 и др)

Для целей нашей работы представляют интерес главным образом порфирировая и рудовмещающая толщи, поскольку в значительной своей массе плутон образовался на месте и за счет пород первой из них, а остановка процесса его разрастания произошла в основном на уровне залегания пород рудовмещающей толщи.

1. 1. Породы порфирировой толщи и особенности их состава вблизи плутона

Полная мощность порфирировой толщи по разным оценкам не менее 1000-1500 метров, видимая, по скважине 808 на Магнитогорском месторождении, - 750м. В низах толщи залегают существенно пироксеновые, иногда с оливином, базальтовые порфириты и их туфы, которые выше закономерно сменяются пироксен-плагиоклазовыми, а затем плагиоклазовыми разностями андезито-базальтового и андезитового состава. В процессе геологической съемки 1956г было фиксировано, что на обширных площадях в зоне контакта с гранитами ороговикованные порфириты и туфы испытали щелочной метасоматоз и местами, особенно в сводовой части брахиантиклинальной структуры, существенно изменили свой состав в сторону обогащения кремнеземом и щелочами (92, 93). В ходе дальнейших исследований плутона эти первоначальные наблюдения получили подтверждение новым фактическим материалом. Массовым опробыванием было установлено, что по мере приближения к контакту плутона в породах основного состава как рудовмещающей, так и порфирировой толщ обнаруживается закономерное повышение содержания K_2O , а все пространство этих пород в сводовой части плутона находится в области наиболее высоких содержаний калия с концентрацией максимальных значений в отдельные центры (рис. 3). Именно там и фиксировались нами обширные участки пород порфирировой толщи, подвергшихся щелочному метасоматозу (участки руч. Башик, пос. Михайловского и др.)

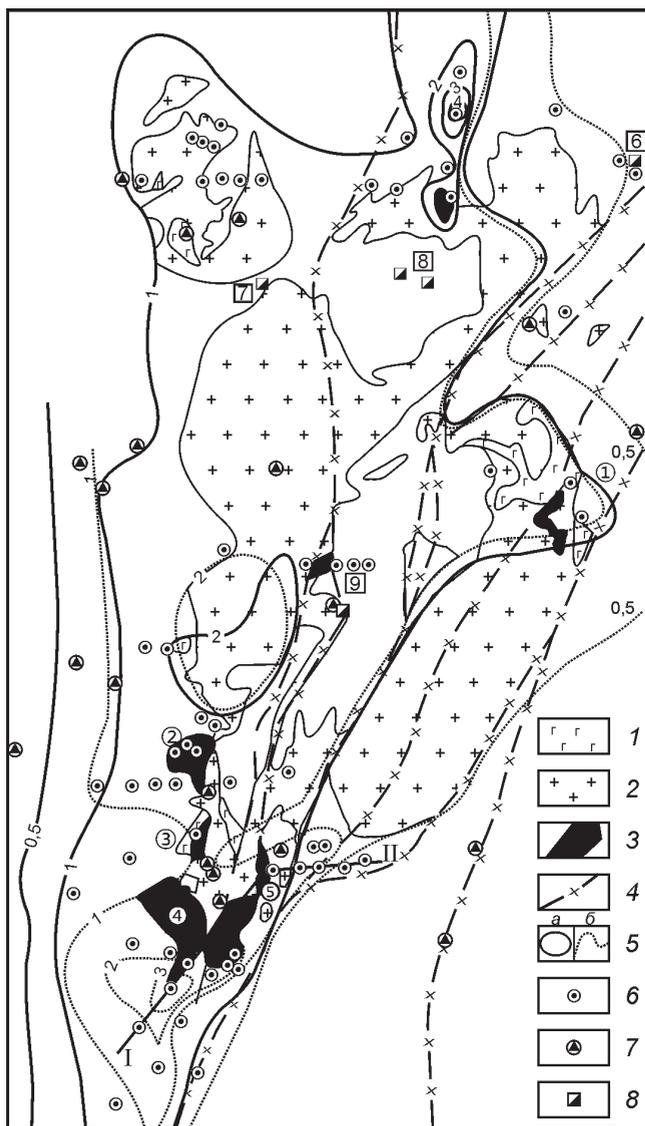


Рис. 3. Схематическая карта распределения содержаний K_2O в эффузивах основного состава Магнитогорского рудного поля (О.П. Сергеев и др., 1989).

1 - габбро; 2-гранитоиды; 3 - рудные тела (цифры в кружках: 1 - Малый Куйбас, 2 - Дмитровское, 3 - Березки, 4 - Магнитогорские, 5 - Подотвальное); 4 - разрывные нарушения; 5 - изолинии содержания K_2O в эффузивах рудовмещающей толщи (а), вес.%, то же в эффузивах подстилающей порфиритовой толщи (б); 6 - опробованные скважины, 7 - опробованные обнажения, 8 - рудопроявления (цифры в квадратах): 6 - Сабановское, 7- гора Лиственная, 8 - Ивановское; 9 - Придорожное-Башик.

Но на геологической карте Г.Б.Ферштатера многие участки пород в содовой части Магнитогорской брахиантиклинали с повышенным содержанием калия были отнесены к стратиграфически более высоким горизонтам - к «андезитовой» толще, по аналогии с

породами западного крыла брахиантиклинали, где в известковых осадочных породах содержится фауна среднего визе. Однако заметим, что комплекс пород в сводовой части брахиантиклинали существенно отличен. Он не содержит, как в западной части района, осадочных отложений и представлен, по словам самого Г.Б.Ферштатера, «исключительно вулканическими фациями: андезито-трахитовыми порфиристыми, туфами и вулканическими брекчиями». Из его описаний следует, что «преобладающие (здесь -В.П.) андезито-трахитовые порфиры внешне довольно разнообразны. Наиболее распространены эвпорфирные роговообманково-плагиоклазовые разновидности... Вкрапленники плагиоклаза представлены андезином № 33-40. В большинстве случаев плагиоклаз альбитизирован. Вокруг плагиоклаза часто отмечаются каймы калиевого полевого шпа-

та...Иногда встречаются вкрапленники биотита, в северной части рудного поля - кварца. Основная масса пород состоит из мелких лейст альбитизированного и серецитизированного плагиоклаза, изометричных мельчайших зерен бурого щелочного полевого шпата, вероятно калиевого, хлорита, магнетита. Характерно постоянное и высокое содержание апатита. В андезитовых порфиридах иногда отмечается пироксен, обычно амфиболизированный... Андезитовые порфириды распространены меньше, чем трахитовые порфиры, и отличаются от них повышенным содержанием хлорита в основной массе, которая приобретает гиалопилитовую или пилотакситовую структуру» (138, с.10). Из приведенной характеристики пород этого комплекса отчетливо видны черты состава и структуры, не свойственные нормальным излившимся магматическим породам (обрастание первичных фенокристаллов альбитизированного андезина калиевым полевым шпатом, развитие его в основной массе породы, состоящей из лейст альбитизированного плагиоклаза, аномально высокое содержание в ней апатита, появление чешуй биотита), но что вполне объяснимо развитием в них процессов щелочного метасоматоза. Петрографически близкие к этим явления изучались нами в андезитовых порфиридах из контактовых ореолов малоглубинных тел риолитов в Центральном Кармазаре (98, с. 118-121), что позволяет проводить соответствующие аналогии. Формально, как и там, по химическому составу породы, указанные Г.Б. Ферштатером, действительно можно относить к трахиандезитам или латитам. Однако в химических анализах типовых представителей «андезито-трахитовых порфиров» из проб, отобранных им в сводовой части Магнитогорской брахиантиклинали, при практически равном в них содержании кремнезема (62,1 и 63,5%), содержание K_2O резко отличаются (4,33 и 1,6% соответственно; 138. с.11, табл.2). Действительное стратиграфическое положение этих пород достаточно определенно видно на геологических разрезах, где они показаны залегающими непосредственно на породах порфиритовой толщи и фактически продолжают её непрерывный разрез (рис.4)

Как особая разновидность пород в составе порфиритовой толщи выделяются «атачиты». Под таким названием они впервые были описаны на г. Атач (южный отрог горы Магнитной) в 1901 году И.А. Морозевичем, который определил их как жильные производные сиенитовой магмы. По наблюдениям А.Н. Заварицкого «атачит тесно примыкает к порфиридам генетически». Им были описаны разности, «которые не позволяют провести резкую границу между атачитом и порфиритом...Это своеобразная порода порфириковой или афировой структуры, часто брекчиевидного сложения. Выделения санидин-ортоклаза заключены в слабо раскристаллизованной основной массе... По химическому составу принадлежит к сиенитовой магме, с преобладанием калия и избытком глинозема...» (39, с. 29, 280-281).

Характеризуя петрографические особенности атачита, А.Н.Заварицкий отмечает «два самых важных факта»: 1) Химический и минеральный состав обнаруживает богатство породы калием и глиноземом (содержание K_2O по

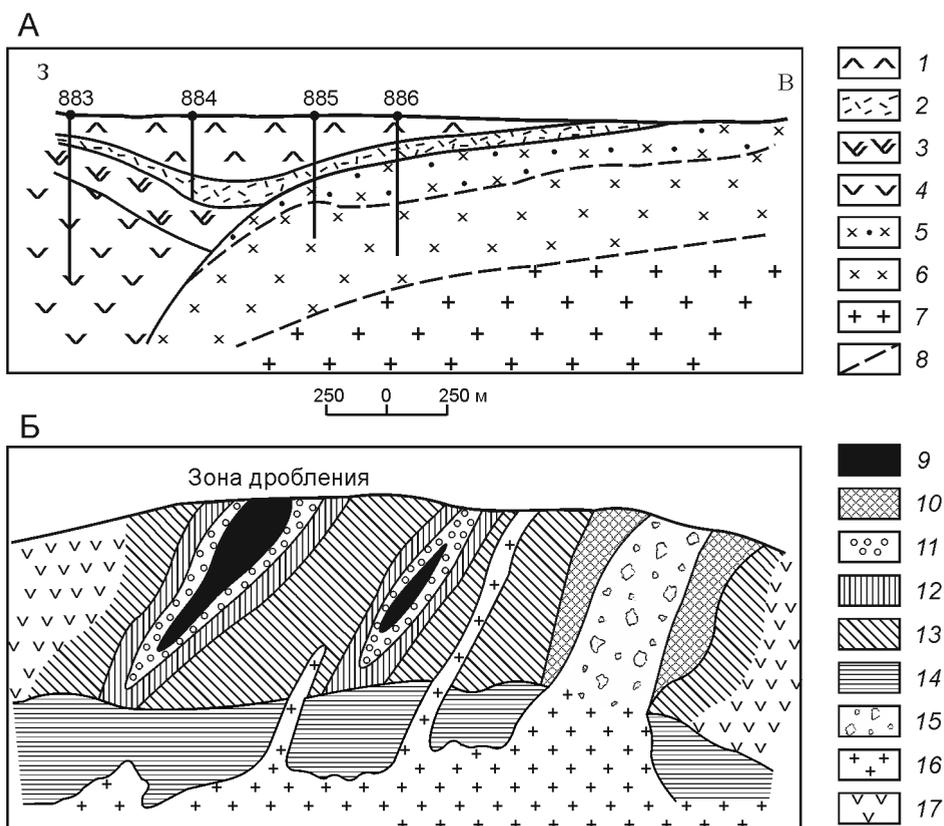


Рис. 4. А - западный контакт Куйбасовского массива (профиль 1-1, Г.Б. Ферштаер, 1966); Б- схематизированный разрез месторождения горы Малый Куйбас (Е.И. Каминская, 1960).

1- андезито-трахитовые порфиры; 2 - туфы порфиров; 3 - диабазы; 4 - плагиоклазовые порфириты; 5 - плагиогранит-порфиры и граносиенит-порфиры; 6 - тонкозернистые граносиениты; 7 - мелкозернистые граниты; 8 - постепенные контакты; 9 - магнетитовые руды; 10 - оруденелые диабазы; 11 - скарны; 12 - геденбергит-антипертитовые роговики; 13 - диопсид-скаполит-альбитовые и кварц-альбитовые роговики; 14 - биотит-альбитовые роговики; 15 - брекчии из обломков диабаза, сцементированных гранитом; 16-гранит; 17 - амфиболизированные диабазы.

двум анализам 7,72 и 9,15 вес.% , полевой шпат преимущественно калиевый) и 2) порода носит явные следы своеобразного метаморфизма. «Метаморфические явления в атачите всего яснее проявляются в фенокристаллах полевого шпата развитием по ним таких минералов как слюда, магнетит и гематит, турмалин, андалузит, силлиманит (?). Встречаются они и в основной массе породы. Совокупность этих минералов указывает на вероятный пневматолит, приближающийся к контактовому... Наблюдения прямо указывают на любопытное явление перемещения калия в порфириново-атачитовом массиве Атача. Следы такого процесса мы видим в образце порфирита, в котором выделения лабрадора разъедаются и замещаются веществом ортоклаза» (39, с. 309). Однако,

несмотря на эти, казалось бы бесспорные факты, указывающие на метаморфизм, который и придал столь своеобразный петрографический облик этой породе, А.Н. Заварицкий, как и А.И. Морозевич, рассматривал в своей монографии атачит в группе жильных образований гранитовой магмы. Немаловажное значение в оценке генезиса атачитов А.Н. Заварицкий придавал тогда факту порой очень локального проявления метаморфизма в этих породах, интенсивность которого, по его наблюдениям, не обнаруживала прямой зависимости от близости к контакту с гранитами. Так, характеризуя атачит с вершины горы Атач, как порфирит «с явными следами метаморфизма», он указывает, что на северном склоне той же горы «наблюдается непосредственный контакт лейкократового гранита и порфирита, но метаморфические явления в порфирите выражены весьма слабо и по большей части даже не заметны. В то же время такой же порфирит в руднике на горе Дальней или на западных отрогах горы Березовой изменен в весьма высокой степени» (с. 89). И только позже, в работах 1936-1937 годов, под давлением дополнительных фактов, полученных тогда в результате проходки новых горных выработок, «как на самом месторождении, так и к югу от холма Ай-Дарлы», он был вынужден пересмотреть свои взгляды и признать атачит как породу контактового метаморфизма. В работе 1937 года он пишет: «В атачите местами (участок Ай-Дарлы) встречаются гальки и валуны лежащего под ними порфирита, а местами переходят в настоящий конгломерат... В обнажениях к югу от горы Ай-Дарлы в менее измененных пирокластических породах, явно слоистых, можно найти все типы структур, которые наблюдаются в атачитях... Тонкие прослойки роговиков, похожих на атачиты были встречены скважинами (на Магнитогорском месторождении) в рудоносной толще. Они так тонки, что не могут быть изображены на рисунке... В восточной части месторождения тоже установлено, что руды и скарны лежат на атачите и порфирите» (39, с.635-636). Нами в отчете по геологической съемке брекчеевидная, наиболее характерная разновидность атачита с горы Атач рассматривалась как испытавшая контактовый метаморфизм и щелочной метасоматоз лавобрекчия верхних слоев лавовых покровов порфиритовой толщи.

С развитием процесса щелочного метасоматоза в контактовом ореоле плутона связано также образование своеобразных «осветленных» пород, называемых в монографии Г.Б. Ферштатера «метасоматическими роговиками». Под таким названием они были ранее описаны на месторождении М. Куйбас Е.И. Каминской (1956). К сожалению, во время выполнения геолого-съемочных работ нам эта работа Е.И. Каминской не была известна. Однако, справедливости ради, укажем, что на явление «осветления» пород основного состава, испытавших метаморфизм со стороны гранитов на горе Магнитной, обращал внимание еще раньше А.Н.Заварицкий, что объяснялось им разложением темноцветных минералов при контактовом метаморфизме с выносом из метаморфизируемой породы фемических компонентов (39, с. 413).

Среди «осветленных» пород («метасоматических роговиков») Е.И. Ка-

минской и Г.Б.Ферштатером выделяются существенно альбитовые и существенно калиевые разности. В числе типовых геологических условий залегания «осветленных» пород этого типа, многократно описанных позднее не только в Магнитогорском рудном поле, но и практически во всех рудных полях скарново-магнетитовой формации Урала (11-14, 36, 81 и др.) необходимо подчеркнуть два, вероятно, самые главные обстоятельства: узко локальный характер их распространения, часто приуроченного к зонам повышенной трещиноватости исходных пород, и тесную пространственно-генетическую связь с породами и рудами скарново-магнетитового комплекса, что проявляется в закономерном расположении определенных разновидностей этих пород, скарнов и руд в общей колонке метасоматической зональности околорудного пространства (рис. 4-б). На рис. 5 показана обобщенная схема развития процессов метаморфизма и метасоматоза, сопровождавших становление Магнитогорского плутона, которая разделяется ныне, по-видимому, большинством исследователей района. Она приводится нами в наиболее поздней её редакции.

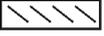
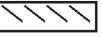
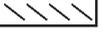
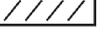
Этапы и стадии метаморфизма и метасоматоза	Последовательность		Парагенетические ассоциации минералов
	Магматическая стадия	Постмагматическая стадия	
Этап контактово-термальных роговиков			Лабрадор, олигоклаз, пироксен, роговая обманка, магнетит
Этап щелочного метасоматоза:			
олигоклазовая стадия			Олигоклаз, кварц, пироксен, роговая обманка, биотит, магнетит
альбитовая (ортоклаз-альбитовая) стадия			Альбит, ортоклаз, кварц, актинолит, магнетит, эпидот, кальцит, серицит
Этап скарново-магнетитовый:			
скарновая стадия			Пироксен, гранат, эпидот, везувиан, волластонит, роговая обманка, магнетит, пирротин
магнетитовая стадия			Магнетит, гранат, роговая обманка, пирит, хлорит, кальцит
Низкотемпературная стадия метасоматоза и гидротермального минералообразования			Кварц, эпидот, хлорит, серицит, пирит, кальцит, альбит

Рис. 5 Этапы метаморфизма и рудообразования в Магнитогорском рудном поле (Золоев и др., 1973)

Принципиальным и очень важным в этой схеме является положение о начале развития щелочного метасоматоза в толще вмещающих пород на магматической стадии формирования плутона с последующим перерастанием его в скарново-рудный процесс, который начинался также еще на магматической стадии, но был локализован в частных структурах контактового ореола.

1.2. Рудовмещающая толща

По нашим наблюдениям порфирировая толща вверх по разрезу путем переслаивания сменяется «рудовмещающей» толщей. Согласно залегание в Магнитогорском районе березовской свиты (к которой мы относили «рудовмещающую» толщу) на колтубанской (порфирировая толща) было подтверждено позже структурным бурением в северной части Магнитогорского рудного поля (13). В своем отчете по геологической съемке, чтобы подчеркнуть неразрывность их разреза, мы даже склонны были рассматривать рудовмещающую толщу как верхнюю часть порфирировой. Мощность рудовмещающей толщи небольшая, но оценивается по-разному, в зависимости от положения её в структуре Магнитогорской брахиантиклинали и от того, в каком объеме она понимается. Свое название толща получила при геологической съемке 1956 года, когда выяснилось, что именно в ней залегают рудные тела Магнитогорского месторождения. Прослеживание толщи по простиранию привело нас тогда к выводу о более древнем, чем это считалось ранее, предположительно турнейском возрасте мраморизованных и скарнированных известняков Магнитогорского месторождения, содержащихся в виде реликтов в гранитах, что и подтвердилось позднее, при завершении полевого сезона, когда геологическая карта была уже составлена, обнаружением в них З.П. Поповой соответствующей микрофауны (90). Полученные результаты картирования принципиально изменили направление дальнейших разведочных и поисковых работ, поскольку А.Н.Заварицкий, а вслед за ним и все другие исследователи района сопоставляли останцы известняков в гранитах Магнитогорского месторождения с известняками намяра соседней Агаповской синклинали и, соответственно, в этом направлении планировались дальнейшие работы.

Рудовмещающая толща была выделена в Западном крыле Магнитогорской брахиантиклинали. Состав её в общих чертах характеризовался в нашем отчете переслаиванием туфогенно-осадочных пород (туфопесчаники, туффиты) с вулканическими (порфириты, диабазы) и нормальными осадочными породами, представленными в одних случаях известняками, в других песчаниками и алевролитами с фаціальными взаимопереходами как по простиранию, так и вверх по разрезу толщи. По результатам буровых работ позднее было уточнено, что на Магнитогорском месторождении рудовмещающая толща, иногда называемая здесь «осадочной», представлена «главным образом известняками с редкими прослоями песчаников, алевролитов и кремнистых туффитов, среди которых местами отмечаются прослои диабазов и их туфов» (40, с.297). Такой состав её характерен для всей области южного погружения плутона. В 4 км севернее Мгнитогорского месторождения по простиранию толщи вдоль западного контакта плутона при разведке Димитровского месторождения (1957год) в верхах и в низах толщи были отмечены горизонты тонкослоистых туффитов, превращенных в существенно альбитовые роговики, мощностью от 10 до

50м. В целом на участке от Магнитогорского до Димитровского месторождения мощность толщи сохраняется довольно постоянной, меняясь в пределах 100-200 м. (рис. 6).

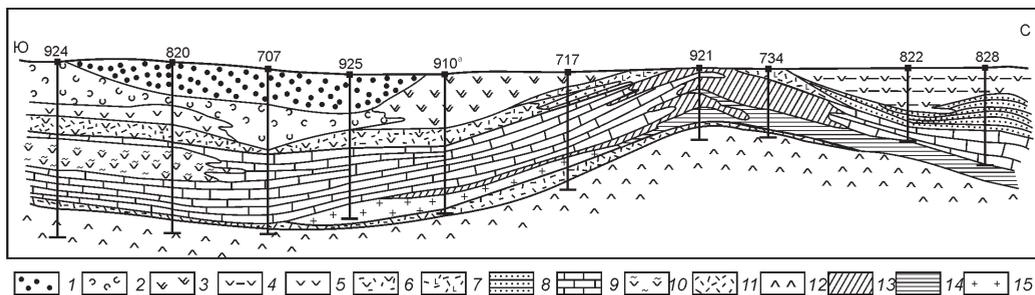
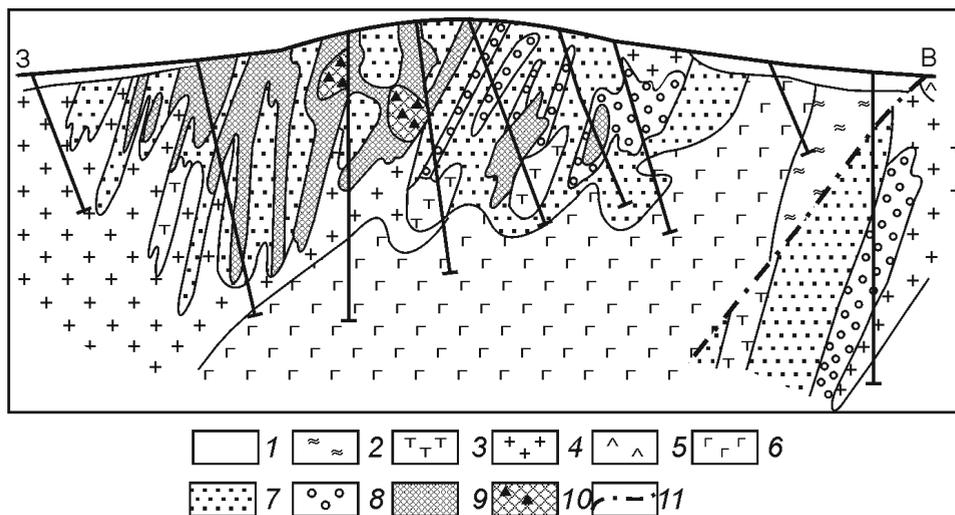


Рис. 6 Разрез западного крыла антиклинали горы Магнитной (профиль-Х1, Г.Б.Ферштатер, 1966).

1- вулканические брекчии смешанного состава; 2 - вулканические брекчии среднего состава; 3 - андезитовые микропорфиры; 4 - диабазовый порфиры и их туфы; 5 -микродиабазы; 6 - туфопесчаники основного состава; 7 - вулканические брекчии кислого состава; 8 - песчаники и туфопесчаники с прослоями известняков; 9 - известняки; 10 - ороговикованные микродиабазы; 11 - атачиты; 12 - плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфиры; 13 - скарны по известнякам; 14 - скарны по извержение породам; 15 - плагиогранит-порфиры.

Но далее по простиранию к северу известняки в её составе играют все меньшую роль. Здесь преобладают кремнистые туффиты, туфопесчаники, диабазы. И вновь известняки в полной мощности (100-200 м) появляются только в области северного погружения плутона, к северу от пос. Ивановского, где буровыми работами в верхах рудовмещающей толщи, уже после нашего картирования, были вскрыты промышленные залежи скарново-магнетитовых руд (Ивановское месторождение). Таким образом, можно отметить как характерную черту субмеридионального разреза рудовмещающей толщи - уменьшение роли в её составе осадочных пород на участках воздымания свода брахиантиклинальной структуры (рис. 6). Логично было предположить, что те же тенденции могли проявляться и в субширотном направлении. Именно этим обстоятельством мы объясняем выше отмеченный факт практически полного отсутствия в области максимального поднятия сводовой части Магнитогорской брахиантиклинали на стратиграфическом уровне залегания рудовмещающей толщи не только известняков, но и других осадочных пород, где их место занимают исключительно вулканогенные породы - диабазы, порфиры, их туфы и разнообразные, так называемые «трахиандезиты» и «порфиры» (см. выше). Так, полное выпадение осадочных пород из разреза рудовмещающей толщи уже точно фиксируется в восточной контактовой зоне Мосовского и, далее, в западной контактовой зоне Куйбасовского массивов, где диабазы залегают непосредственно на породах порфирировой толщи (см.рис.4). То же устанавливается и далее к востоку, на участке месторождения Малый Куйбас (рис. 7).



**Рис. 7. Геологический разрез месторождения Малый Куйбас.
(К.К. Золоев и др., 1973; профиль 1-1)**

1. Покровные отложения; 2 - каолиновая кора выветривания; 3 - плагиоклазовые порфириты; 4 - граниты; 5 - диориты; 6 - габбро и габбро-диориты; 7 - роговики; 8 - скарны; 9 - магнетитовые руды; 10 - магнетитовые руды брекчиевидной текстуры; 11 - сбросо-сдвиги.

«Здесь породы, слагающие месторождение, представлены метаморфизованными диабазовыми порфиритами и их туфами, плагиоклазовыми и пироксеновыми порфиритами, гранитами, габбро и разнообразными контактово-метасоматическими образованиями. Ориентируясь на литологические признаки, диабазовые порфириты и их туфы западной части месторождения стали относить к диабазовой толще, а плагиоклазовые и пироксеновые порфириты восточной - к колтубанской свите» (40. с.308). То есть, к порфиритовой толще. Все эти наблюдения характеризуют достаточно сложную фациальную обстановку осадконакопления, предшествующую формированию Магнитогорского плутона. Выясняется, что смена осадочного комплекса пород рудовмещающей толщи диабазовыми и андезитовыми порфиритами происходила не только вверх по разрезу, как в западной части района, но и в горизонтальном направлении, с полным замещением в сводовой части брахиантиклинальной структуры и на востоке её осадочных пород вулканогенными в составе стратиграфически единой толщи. Понятие «рудовмещающая толща» и «осадочная толща» в нашем понимании не являются синонимами. Первое определение точнее второго. Если название «осадочная толща» в какой-то мере действительно отражает реальную ситуацию на участке Магнитогорского месторождения, хотя и здесь слои осадочных пород включают пласты и прослои диабазов и порфиритов, то применительно ко всему рудному полю опора на литологические параллели при расчленении пород на стратиграфические подразделения может ввести в заблуждение. Руководящим признаком для отнесения тех или

иных пород к «рудовмещающей толще», выделяемой как стратиграфическое подразделение, должно служить указанием на непосредственное залегание их на породах порфиритовой толщи. Отсюда следует и другой вывод: поскольку диабазы на участке месторождения Малый Куйбас залегают непосредственно на породах порфиритовой толщи (см. рис. 4 и 7), то очевидно и рудные тела этого месторождения образовались на том же стратиграфическом уровне, что и рудные тела Магнитогорского, Димитровского, Ивановского месторождений и многочисленных других железорудных проявлений, приуроченность которых к единой рудовмещающей толще надо считать установленным фактом.

2. Породы плутона

Плутон выступает на дневную поверхность тремя большими массивами с сопровождающими их группами более мелких тел (рис. 1,2). Самые крупные массивы - Московский на западе (12 x 2,5-3,0 км) и Куйбасовский на востоке (13 x 3,5-4,5 км) имеют отчетливо выраженную удлиненную форму. Они веерообразно расходятся, простираясь в направлении с юга на север, окаймляют ядерную часть вмещающей брахиантиклинальной структуры и затем вновь сближаются, почти соединяясь через группу небольших выходов гранитов (массивы горы Грань, Ивановский, Алексеевский и др.). В сводовой части брахиантиклинали их разделяет большой субмеридиональный провес кровли, шириной до 2,0-2,5 км, пронизанный мелкими телами гранитов и разбитый многочисленными разломами, также преимущественно субмеридиональных направлений. На юге, в области сближения Московского и Кубассовского массивов на площади около 6 кв. км. А.Н. Заварицкий особо выделил Магнитогорский массив. В полутора-двух километрах южнее его картировочным бурением в 1956г под покровом рыхлых отложений были вскрыты еще неопределенного размера залежи гранитов, которые позднее были изучены детальнее и стали рассматриваться как продолжение Магнитогорского массива к югу (рис.8).

В целом, в составе плутона А.Н.Заварицкий выделил две главные группы пород: граниты (с постепенными переходами к граносиенитам) и подчиненную им группу гранодиоритов и диоритов, которые «чрезвычайно тесно между собой связаны». При этом им указывается, что «самым важным фактом является залегание гранодиоритов и кварцевых диоритов в форме масс, окруженных со всех сторон гранитами» (39, с.254).

Часть пород в составе гранодиорит-диоритовой группы А.Н. Заварицкий описал под названием «бескварцевые диориты». Из его описаний следует, что они имеют основной состав, «приближающийся к габбро», и встречаются очень редко, преимущественно в виде включений в гранитах, которые он называет «шлирами». Как особые разновидности, примыкающие к «бескварцевым диоритам», им описаны «диапсидовые (салитовые) диориты», а также «мелано-

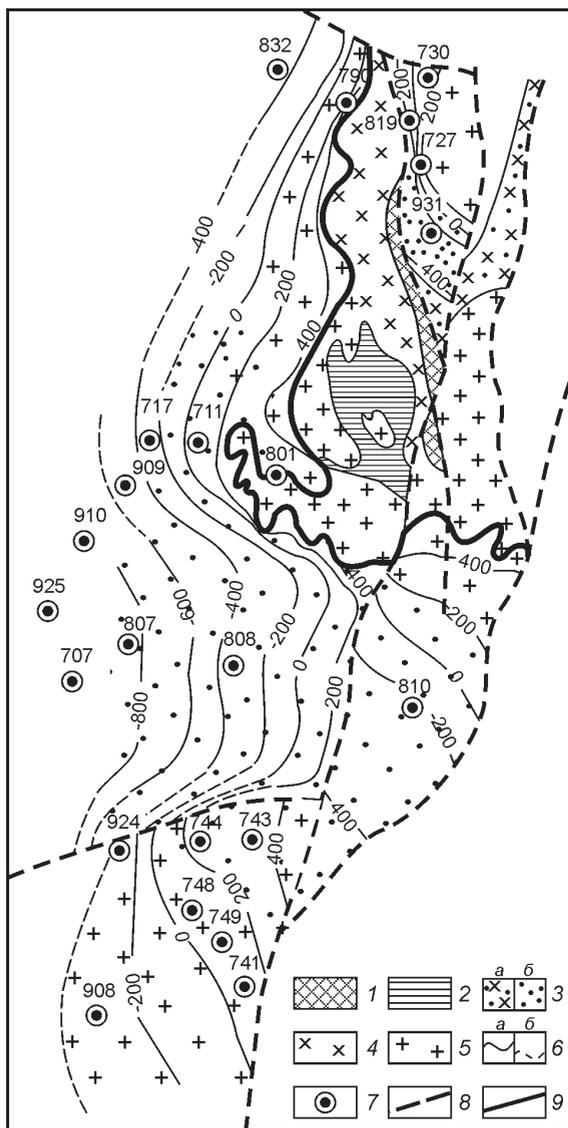


Рис. 8. Геологическая карта обнаженной и погребенной южной части массива горы Магнитной (Г.Б.Ферштатер, 1966).

1 - Габбро; 2 - гранодиориты и кварцевые диориты; 3 - плагиограниты, выходящие на поверхность (а), - они же в погребенной части массива (б); 4 - граносиениты; 5 - граниты; 6 - изогипсы кровли массива: установленные (а) и экстраполированные (б); 7 - скважины; 8 - тектонические нарушения; 9 - контуры выхода гранитоидов на дневную поверхность.

кратовые мелкозернистые обособления», которые он наблюдал в гранитах и гранодиоритах г. Магнитной в виде «шлирообразных вытянутых или неправильных масс», протягивающихся полосой субмеридионального простирания. Кроме того А.Н.Заварицкий выделил в составе плутона весьма своеобразные породы под названием «такситовые гранодиориты». По его наблюдениям они встречаются местами на значительных площадях и представляют собой гранит, содержащий в больших количествах резко угловатые обломки диоритов и гранодиоритов. Г.Б. Ферштатер все породы, описанные А.Н. Заварицким под названием «бескварцевые диориты», выделил в отдельную группу «габброидов» и стал рассматривать их как результат первой фазы внедрения генетически единой габбро-гранитной интрузии.

2.1. Габброиды («бескварцевые диориты»)

«Большими шлирами» эти породы в составе плутона были обнаружены А.Н. Заварицким только на Центральном Куйбасе (район месторождения М. Куйбас) и в краевой части Магнитогорского массива. Им отмечалась, как характерная особенность этих шлиров - вытянутость их в одном направлении с закономерными изменениями простирания «в соответствии с наружными очер-

таниями гранитового массива или с простираем пород, окружающих массив». Этот факт при геологическом картировании был подтвержден и нами. Ныне мы рассматриваем его как свидетельство замещения гранитоидами слоистых толщ пород, бывших ранее на месте плутона.

Три небольших тела габбро были дополнительно выявлены позже в западной контактовой зоне Куйбасовского массива (рис. 2). Одно из них, северное, «приурочено к контакту граносиенитов с грубообломочными андезито-трахитовыми туфами и прослежено на запад от массива во вмещающих породах в виде пластообразной залежи на границе диабазовой и андезитовой толщ... Две другие габбровые залежи располагаются в центральной и южной частях западного эндоконтакта массива также в виде полос, параллельных контакту и вытянутых вдоль него на 1700-2000 м при ширине до 100м» (138, с.38).

Габбро, в виде включений в граните, было особенно детально изучено А.Н.Заварицким в Магнитогорского массиве. Здесь эти породы характеризуются отчетливо выраженным проявлением в них процессов контактового метаморфизма. Для этих включений, по его описаниям, характерна типичная роговиковая структура с неправильными формами зерен и частыми взаимными прорастаниями различных минералов. Главные минералы - плагиоклаз и пироксен. В качестве второстепенных указываются роговая обманка, гранат и пренит. Плагиоклаз то преобладает в породе, то уступает первое место пироксену. Мелкие зернышки его изометричны и большей частью не обнаруживают двойникового строения. Более крупные зерна несколько вытянуты, обнаруживая тенденцию к идиоморфности, но гранями не обладают. Состав колеблется около андезина (номер 30-35), иногда подозревается альбит, встречается лабрадор. Пироксен почти во всех шлифах относится к диопсиду. В шлифах видно, что «зернышки метаморфического пироксена (диопсида) развиваются преимущественно на месте первичного авгита..., еще чаще (образуют) псевдоморфозы по идиоморфным или ксеноморфным зернам бывшего пироксена». Иногда встречается геденбергит. Из текстурных особенностей роговиков отмечается склонность к неравномерному распределению минералов с образованием скоплений того или другого минерала. Как типичная черта текстуры роговиков указывается наличие жилков, образованных диопсидом, геденбергитом, пренитом, плагиоклазом или гранатом. «Такие жилки имеют размеры от микроскопических до ясно различимых простым глазом и таких, мощность которых измеряется сантиметрами. Все эти жилки обнаруживают ясно выраженные особенности метасоматического типа... Они переходят в неправильные скопления, и минералы из них проникают в бокковую породу» (39, с.420-423,456).

Образование всех разновидностей пород гранодиорит-диоритовой группы, включая и такие крайние типы, как меланократовые обособления в гранитах и гранодиоритах, А.Н. Заварицкий вслед за А. Лакруа, изучавшим в конце девятнадцатого века гранитный массив Керигю в Пиренеях), объяснял дифференциацией гранитной магмы в условиях поглощения ею известняков (гора Маг-

нитная) или магматических пород, где известняки не были встречены (участок месторождения М. Куйбас), также богатых основаниями. Вытянутость шлиров в одном направлении и изменение этих направлений в соответствии с наружными очертаниями гранитного массива им объяснялось движениями магмы, когда в ней уже обособились участки диоритового и гранодиоритового состава. Но тут же замечает: «указанные движения уже дифференцированной магмы и, стало быть, перемещения шлиров от места их возникновения еще больше удаляют нас от разрешения вопроса о возможных причинах их обособления»(39, с.255). Как выяснилось позже, обнаружилось ошибки и в наблюдениях самого А.Лакруа. Было установлено, что «связь между известковыми осадками и основными породами в Керигю не является ни тесной, ни закономерной» (104, с.98).

Принимая представление А.Н. Заварицкого об ассимиляционной природе пород группы гранодиорита-диорита, Г.Б. Ферштатер отделяет от них «бескварцевые диориты», которые рассматривает как результат внедрения магмы первой (габброидной) фазы формирования единой габбро-гранитной интрузии. Во всей группе этих пород он различает габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы, диабазы и диориты. По имеющимся наблюдениям (в том числе и нашим) он отмечает, что в северо-западной части рудного поля габбро-диабазы, диабазы и диориты залегают среди вулканогенно-осадочных пород в форме силлов и штоков и пересекаются имеющими те же формы залегания липаритовыми порфирами, которые в свою очередь содержат ксенолиты перекристаллизованных вмещающих пород. На геологической карте (рис. 2) видно, что субмеридиональная полоса пластовых тел габброидов из северо-западной части района прослеживается на юго-запад, достигает по касательной западного контакта Московского массива гранитов, срезается ими и продолжается далее в виде пятнистых включений в массе гранита реликтов контактово-метаморфизованных и гранитизированных пород в сторону Магнитогорского массива, где они и были детально исследованы А.Н. Заварицким (см. выше)..

Г.Б.Ферштатер считает габброиды комагматичными основным эффузивам верхневизейской андезито-базальтовой толщи, а секущие их тела липаритовых порфиров комагматичными эффузивным липаритам вулканогенно-осадочной толщи среднего визе. На стр. 25 монографии он пишет: «Все эти тела габброидов залегают среди вулканогенно-осадочных пород верхнетурнейско-средневизейского вулканического цикла и никогда не встречаются среди лежащих выше толщ. Характерна их пространственная связь с жильными аналогами липаритов вулканогенно-осадочной толщи - первыми вулканическими породами, образовавшимися после интрузии габброидов». Однако заметим, что уже из этих наблюдений (пересечение липаритами) никак не следует вывод о принадлежности указанных габброидов к генетически единой габбро-гранитной интрузии. В отличие от гранитоидов плутона они имеют все признаки иных геологических условий образования. Они сформировались в приповерхностных условиях вулканизма и в совершенно другой геолого-структурной обстановке, так как залегают часто в

виде силлов и отделены от времени формирования плутона длительным периодом продолжающегося накопления вулканогенно-осадочных толщ. Ясно, что по отношению к процессу формирования гранитоидного плутона они должны рассматриваться как и остальные вмещающие его породы. То есть как боковые породы плутона, испытавшие, как и они, контактовый метаморфизм и процессы гранитизации

2. 2. Породы группы кварцевого диорита - гранодиорита

Иные взаимоотношения с гранитами в Магнитогорском плутоне наблюдаются у пород группы кварцевых диоритов и гранодиоритов. Они также испытали в контакте с гранитами сложный комплекс метасоматических преобразований, характеризующих процессы гранитизации, но мы никогда не наблюдали сами и нигде не нашли в работах А.Н. Заварицкого и Г.Б. Ферштатера описаний проявления в них нормального контактового метаморфизма. Кварцевые диориты и гранодиориты действительно, как и указывает А.Н. Заварицкий, в Магнитогорском плутоне встречаются исключительно в виде включений в гранитах. Более всего они распространены в Куйбасовском массиве, занимая по подсчетам Г.Б. Ферштатера около 33% площади его выходов. Их включения находятся здесь в гранитизированном состоянии и образуют, по определению А.Н. Заварицкого, крупные «шлиры» в гранитах. По описаниям Г.Б. Ферштатера, «шлир» на горе Большой Куйбас, «вытянутый в северо-восточном направлении на 3 км при ширине до 400 м. довольно однороден по составу и сложен в основном среднезернистыми кварцевыми диоритами, местами переходящими в гранодиориты. Он рассечен дайками мелкозернистого гранита с диоритовыми включениями» (138, с.39). Изучение трещинной тектоники на этом участке плутона показало «существенное отличие элементов залегания трещин в диоритах и гранодиоритах от таковых в гранитах» (с.42).

На горе Магнитной включения пород группы «кварцевые диориты - гранодиориты» сосредоточены в центральной части массива гранитоидов на площади около 3 кв. км. в виде трех крупных (1,2 x 0,3-0,5км) и более мелких тел, продолжающих их простираение. На рис. 9 приведена вырезка из детально составленной А.Н. Заварицким геологической карты этого участка.

Анализ карты позволяет высказать следующее. Пространственная сближенность всех тел кв. диоритов, гранодиоритов и сходство в очертаниях соседних включений с отчетливо выраженным согласием смежных границ указывают на то, что ранее на этом месте существовал единый обширный массив гранодиоритов и кварцевых диоритов, позже расчлененный гранитами. Хотя и сглаженные, но всё же отчетливо выраженные резко угловатые линии контуров включений указывают на существование нескольких систем параллельных трещин, по которым происходил раскол первоначального крупного единого массива на отдельные блоки. «Языки гранита вдаются в гранодиорит, а по-

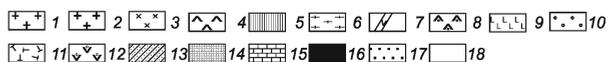
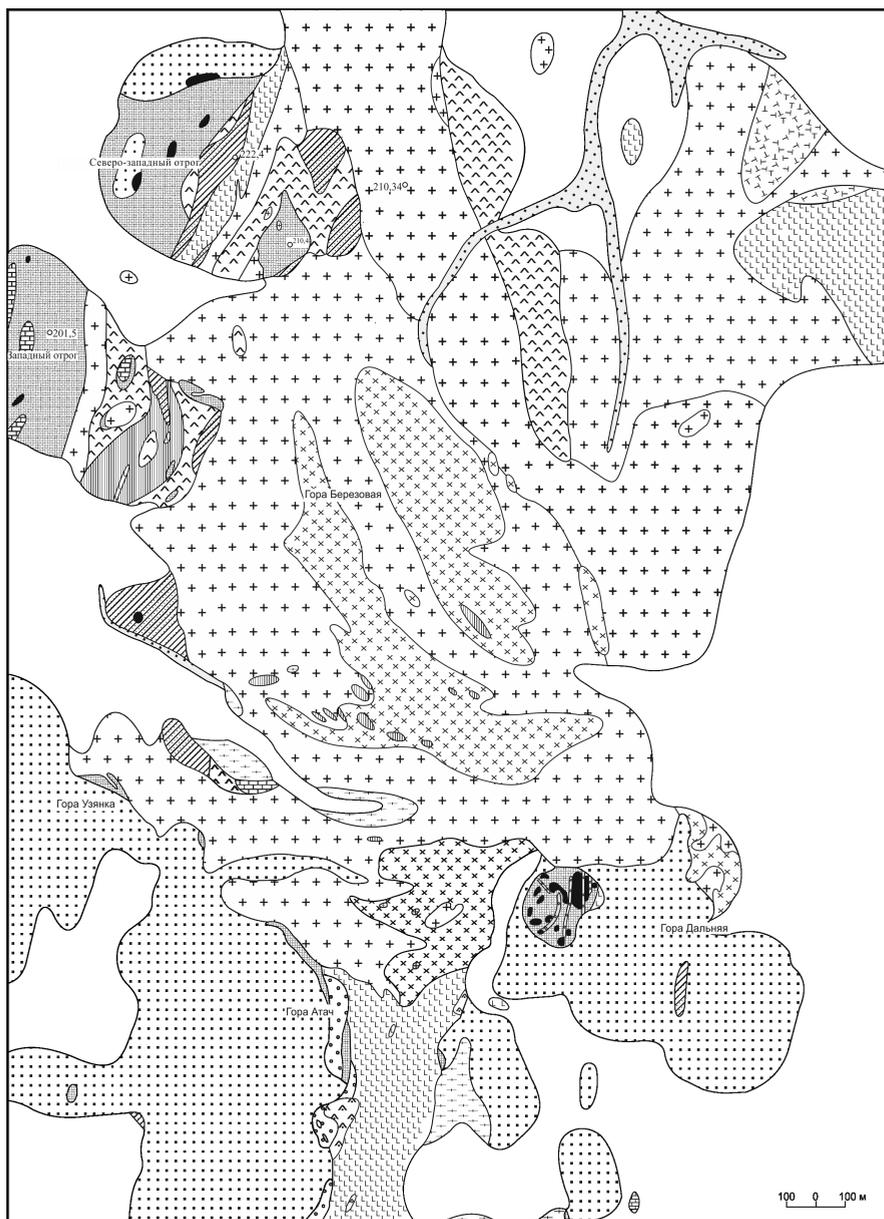


Рис. 9. Геологическая карта центральной части г. Магнитной с выходами пород группы кварцевых диоритов и гранодиоритов .

1, 2, 6 - граниты, микрограниты; 3, 11 - кв. диориты, гранодиориты и порфиры той же магмы; 4, 8, 12 - габбровая фацция диорита, диориты небольших инрузий, брекчия с цементом гранодиоритовой магмы; 5 - мелкозернистые меланократовые обособления среди гранита и гранодиорита; 9, 10 - порфиры и атачиты; 13 - диориты и порфириты, контакто-метаморфизованные, отчасти превращенные в роговики; 14 - скарны; 15 - мрамор и известняк; 16 - коренная руда, россыпь руды; 17, 18 - элювий и делювий-аллювий.

следние, в свою очередь клинообразно врезаются в гранит» - пишет А.Н. Заварицкий (39, с.64). При этом, как через граниты, так и включенные в них блоки кварцевых диоритов-гранодиоритов прослеживается практически единая, указанная выше полоса мелких «меланократовых мелкозернистых обособлений», которые таким образом реально фиксируют положение на этом месте еще более раннего тела габброидов. Отдельным знаком (13) на карте показаны «контактово-метаморфизованные, отчасти превращенные в роговики» диориты и порфириты. Но нет ни одного указания ни на карте, ни в тексте монографии на присутствие здесь контактовых роговиков, образовавшихся по гранодиоритам и кварцевым диоритам.

То же мы видим и в образованиях, описанных А.Н.Заварицким под названием «гранито-диориты». Для этих пород также характерны включения кварцевого диорита и гранодиорита в массе гранита в форме четко очерченных угловатых обломков. Размеры выходов «гранито-диоритов» меняются от нескольких сантиметров до десятков и сотен метров и, по данным А.Н. Заварицкого, существуют переходы «от типичных такситовых гранито-диоритов с резким отличным составом гранитовых и диоритовый участков к гранодиоритам однородного состава» (39, с.195). При этом подчеркнем, что даже в тех случаях, когда обломки кварцевых диоритов и гранодиоритов в «гранито-диоритах» встречаются вместе с обломками габброидов и даже соседствуют с ними (см. 40, рис. 13), они, в отличие от габброидов, также не ороговикованы. Отсутствие признаков нормального контактового метаморфизма в породах группы кварцевого диорита - гранодиорита и присутствие их исключительно в виде включений в гранитах позволяет рассматривать Магнитогорский плутон в как «сложный», в понимании Э. Рагена (104), гранитоидный плутон, в котором породы группы «кварцевый диорит - гранодиорит» образовались в самостоятельный, более ранний этап его формирования.

А.Н. Заварицкий, а вслед за ним и Г.Б. Ферштатер объясняют происхождение пород группы кварцевого диорита-гранодиорита ассимиляцией глубинной гранитной магмой пород, богатых основаниями. А.Н. Заварицкий, как уже отмечалось выше, отводит в этом процессе решающую роль известнякам, полагая, что в результате их «вплавления» гранитная магма дифференцировалась с обособлением диоритовых и гранодиоритовых шпиров. Самым важным аргументом для него были тогда наблюдения, которые указывали на существование как бы постепенных переходов от гранита к кварцевому диориту («гранодиориты и по внешнему виду и по залеганию, встречаясь на границе между ними, являются породой промежуточной» с.193). Исходя из этих фактов и привлекая дополнительные наблюдения, Г.Б. Ферштатер остается, в основном, на позиции тех же представлений, но считает, что кварцевые диориты и гранодиориты образовались в результате контаминации гранитной магмы не известняками, а магматическими породами основного состава - габброидами и породами порфиритовой толщи. Им предполагалось, что первичной была маг-

ма лейкократового гранита, близкая к аляскитовой, которая в результате взаимодействия с габброидами и породами порфиритовой толщи изменила свой состав и участками приобрела состав кварцевого диорита или гранодиорита («по мере усиления переработки ксенолитов и превращения их в кварцевые диориты, включающая ксенолиты порода приобретает состав гранодиорита», с.100).

Г.Б. Ферштатеро указывает на три типа взаимоотношений гранитов с габбро: 1) резкие (секущие) контакты; 2) постепенные переходы от габбро к граниту через кварцевый диорит и гранодиорит; 3) полное превращение габбро в кварцевый диорит, контакт которого с гранитом может быть как резким, так и расплывчатым. Если согласится с нашей позицией, что породы группы кварцевого диорита-гранодиорита образовались в самостоятельный, «догранитный» этап формирования плутона, то указанные взаимоотношения следовало бы свести только к двум случаям: а) непосредственный контакта гранитов с габбро, как с вмещающей породой и б) с ними же, но уже испытавшими частичное или полное замещение их кварцевыми диоритами и гранодиоритами. В том и другом случае могут возникать как резкие границы пород («секущие контакты»), так и переходные зоны с постепенной сменой пород («расплывчатые контакты»), что и наблюдается в действительности.

Переходы от габбро к граниту детально описаны Г.Б.Ферштатером по керну глубокой скв. 801 (см рис.1 и 8), пробуренной в юго-западной части Магнитогорского массива. Здесь до глубины 120м прослеживаются однообразные по структуре и составу мелкозернистые биотит-роговообманковые граниты, которые глубже сменяются кварцевыми диоритами и гранодиоритами, сложно чередующимися с участками габбро, габбро-диабазов или диоритовидных гибридных пород и гранитов. В гранитах переходных зон, по его описаниям керна, вначале увеличивается количество роговой обманки и плагиоклаза, усиливается его зональность. Затем появляются и постепенно начинают преобладать резко зональные плагиоклазы с ядром андезина или лабрадора и внешней каймой олигоклаза. Одновременно уменьшается количество кварца и микроклина. Биотит исчезает, а с ним и отдельные зерна пертита, который глубже встречается только в виде каймы вокруг плагиоклаза. Так совершается, по заключению Ферштатера, превращение гранита в гранодиорит и кварцевый диорит. В этом процессе «перехода гранитов в диориты» он указывает на две главные закономерности. Первая заключается в том, что состав внешних каемок плагиоклазовых зерен в породах переходной зоны всюду остается постоянным и соответствует составу плагиоклаза в гранитах. Вторая касается состава главного темноцветного минерала пород переходной зоны - роговой обманки, который также остается постоянным. Но при этом во всех породах переходных зон, а так же в габбро и в граните, внутри зерен роговой наблюдаются реликты моноклинного пироксена,

В своем анализе пород переходной зоны Г.Б. Ферштатер исходит из пред-

положения об изменении состава гранитной магмы вследствие поглощения ею габброидов. На самом деле, исходя из его же описаний, прослеживается развитие совсем иного процесса - изменение габброидов с постепенным приближением их состава к составу гранитов. Начальная стадия изменений (по его же описаниям) характеризуется нарастанием на зональных плагиоклазах с ядром лабрадора или андезина каемок олигоклаза и замещениями пироксена роговой обманкой. С усилением метаморфизма возрастает количество новообразованного олигоклаза и роговой обманки. На следующей стадии процесса появляются кварц и в местах его скопления микропертит, вначале в виде каемок на олигоклазе, а затем и в зернах, совместно с биотитом. В этом порядке изменения состава минеральных ассоциаций ясно видна тенденция замещения безводных силикатов (пироксен) водосодержащими (роговая обманка, биотит) и богатых анортитом плагиоклазов субщелочными натровыми (олигоклаз), а затем и щелочными, существенно калиевыми полевыми шпатами (микропертит) с одновременным появлением в породах переходной зоны кварца. И это полностью совпадает с описаниями А.Н. Заварицким изменений в составе ксенолитов «бескварцевых диоритов» (габбро) в гранитах Магнитогорского массива, что он рассматривал как развитие нормального контактового метаморфоза с постепенным перерастанием его в процесс метасоматоза. А также и с тем, что описывал В. М. Гольдшмидт в области Ставангер, как процесс перерастания нормального контактового метаморфизма в метаморфизм «пневматолитовый», с переходом затем к так называемым «инъекционным» гнейсам. При этом из того факта, на который указывает Г.Б. Ферштатер, что «состав внешних зон плагиоклазовых зерен, а также состав новообразованных зерен плагиоклаза и роговой обманки на всем протяжении зоны перехода от габбро до гранита остается постоянным», может быть сделан вывод лишь о физико-химически равновесном состоянии флюидов, участвовавших в реакциях замещения, с флюидами гранитной магмы. На самом деле происходило не изменение состава гранитной магмы (вследствие «вплавления» в неё пород основного состава, как думали А.Н.Заварицкий и за ним Г. Б. Ферштатер), а дебазификация последних с образованием за их счет и на их месте новых объемов гранитной магмы, как понимал этот процесс Д.С. Коржинский (50).

В зонах постепенного перехода ксенолитов габброидов и порфиритов основного состава в кварцевые диориты Г.Б. Ферштатер указывает также на частое присутствие своеобразных «диоритовидных гибридных пород», которые характеризуются крайней неоднородностью структуры и состава «даже в пределах одного шлифа». В этих местах участки пироксен-лабрадорového роговика, образовавшегося по габброидам или по порфиритам основного состава «перемежаются с участками укрупнения зерна диоритового состава, где появляются кварц, порфиroidные выделения олигоклаза, иногда с каймами криптопертита» (138,с.99). Он рассматривает эти породы как в различной степени «диоритизированные роговики», которые образовались на самой начальной

стадии постепенного перехода ксенолитов габбро (или порфиритов основного состава) в гранит и считает их такими же образованиями, которые были описаны А.Н.Заварицким под названием «меланократовых обособлений» в гранитах и гранодиоритах на горе Магнитной.

Вслед за Т.М. Дембо (30), изучавшим подобные образования в каледонском гранодиоритовом массиве северной части Кузнецкого Ала-Тау, Г.Б. Ферштатер рассматривает магнитогорские «диоритовидные породы» как «собственно гибридные породы», сочетающие в себе признаки двойственного происхождения: перекристаллизации исходных пород в твердом состоянии и одновременной кристаллизации сосуществующего с ними расплава, что он, как и Т.М.Дембо, объясняет проникновением в ксенолит ороговикованного габбро (или ороговикованного порфирита) магмы гранита. Однако, на этот счет имеются и другие суждения (Ф. К. Drescher-Kaden, 161; Г.Л. Поспелов, 91; Ф.Н.Шахов,146.). Да и сам Т.М. Дембо понимал их генезис гораздо сложнее. В выступлении на первом Всесоюзном Петрографическом Совещании в 1953 году он говорил: «эти породы можно назвать собственно гибридными породами, одна часть компонентов которых является продуктом перекристаллизации, а другая кристаллизовалась из смешанного ювенильно-анатектического расплава. При этом часто преобладает анатектический материал, так как валовый химический и минеральный состав большей части этих пород, имеющих внешний облик диоритов и габбро, лишь не на много отличается от состава окружающих эффузивов» (29, с.451).

Такого же типа «диоритовидные гибридные породы» в большом количестве наблюдались и нами в Каркаралинском плутоне, где они также, как и в Магнитогорском плутоне, тесно ассоциированы с породами группы кварцевого диорита-гранодиорита. Микроскопическое исследование привело нас тогда к выводу об образовании их на самостоятельном, более раннем этапе формирования плутона, который характеризовался раскристаллизацией палинггенного расплава, возникавшего в условиях затрудненного и неполного плавления вмещающих пород. Диоритовидные гибридные породы фиксируют там явление перерастания процесса перекристаллизации порфиритов и туфов основного состава в процесс плавления. На это вполне определенно указывал там специфический характер микроструктур этих пород с появлением в них псевдографических, а затем и типичных микрографических структур срастания кварца с щелочным полевым шпатом, которые интерпретировались нами как эвтектоидные структуры контактного плавления (99, с.50-51, 148-150). В ходе исследования Каркаралинского плутона мы убедились тогда в справедливости суждения Д.С. Коржинского о единстве процессов гранитизация и анатексиса, представляющих собой один и тот же геологический процесс в своем развитии (53, с.144). Но вместе с тем, мы констатировали и тот факт, что самое активное проявление анатексиса приходится лишь на этап образования пород группы кварцевого диорита-гранодиорита, сменяясь затем резким возрастанием роли

гранитизации на более поздних этапах образования биотитовых и аляскитовых гранитов (99, с.148-154, 175-176, 204-212 и др.).

В качестве особой разновидности («петрографической фации») гранодиоритов Г.Б.Ферштатер описал трондъемиты, которые, по его наблюдениям, образуют каймы мощностью 10-50 см на границе гранитов с ксенолитами габбро, кварцевых диоритов и гранодиоритов. Обогащение породы плагиоклазом в этих случаях объяснялось им весьма своеобразно: фильтрацией частично раскристаллизовавшегося гранитного расплава, проникающего в ксенолит, тогда как твердая фаза (плагиоклаз) при этом скапливалась на границе, образуя оторочку (138, с.104). Основанием для такого суждения ему послужило то, что состав плагиоклаза, его габитус, размеры, зональность и двойники в гранитах и в каймах трондъемита одинаковы. Однако, эти признаки как раз и характерны для процесса гранитизации. Преобразование и разрушение ксенолита с переходом его вещества в магматическое состояние определяется не тем, что в него проникал расплав гранита, как думает Г.Б. Ферштатер, а проникали его флюиды. Это обстоятельство хорошо понимал А.Н.Заварицкий (39, с.385), а развернутый комментарий по этому вопросу был дан еще в 1937г в подстрочном примечании к русскому изданию книги А.Харкера «Метаморфизм» его научным редактором, профессором Н. Н. Горностаевым (141,с.303).

2.3. Граниты и граносиениты

Наиболее распространены в составе плутона роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты, местами переходящие в граносиениты.

Среди пород этой группы А.Н.Заварицкий различал две главные разновидности: «розовые среднезернистые лейкократовые» и «кирпично-красные, также лейкократовые граниты». По химическому и минеральному составу обе разновидности близки. По данным шести химических анализов типовых представителей этих пород они относятся к группе нормальных гранитов с роговой обманкой и биотитом и средним содержанием SiO_2 -70,9; K_2O -3,4; Na_2O -4,7 вес. %. (138, табл. 24). По наблюдениям А.Н.Заварицкого, «намечается ряд переходов от красных гранитов в граносиениты, кварцевые сиениты и даже сиенит, кварц не содержащий». При этом уточняется: «микроскопическое исследование образцов показывает, что такие переходы гранита в сиенит представляют явление, сравнительно мало распространенное... Как минералы, образующие эти породы, так и структура одинаковы с таковыми»

О взаимоотношении главных разновидностей гранитов он пишет, что в одних случаях отмечается «довольно резкая», в других «менее резкая» смена красных гранитов розовыми с постепенными взаимными переходами. «Обе разновидности имеют лейкократовый характер и очень часто не содержат видимых невооруженным глазом цветных минералов, но при этом красные граниты не обнаруживают почти никогда (или только редко и с помощью лупы) видимого макроскопически кварца».

В характеристике минерального состава гранитов указывается, что полевые шпаты в гранитах обоих типов представлены микропертитом и альбит-олигоклазом, иногда почти исключительно альбитом. Цветные минералы - роговой обманкой и биотитом. Иногда встречается моноклинный пироксен, в том числе и в лейкократовых разностях, содержащих много кварца. Он обычно встречается в связи с роговой обманкой, в виде остатков внутри её зерен (39, с.136-137, 151). В главной своей массе, как было установлено ещё А.Н. Заварицким, красные граниты распространены в Куйбасовском массиве, где в большом количестве встречаются среди них включения пород гранодиорит-диоритовой и габброидной групп. В Московском массиве указывались случаи прорыва порфировидных среднезернистых лейкократовых гранитов крупными массами более мелкозернистых разностей того же состава и облика. Этот факт был подтвержден и нашим картированием. Сейчас мы объясняем его пульсационным характером процесса кристаллизации гранитной магмы.

Г.Б. Ферштатер несколько уточнил номенклатуру гранитов. «Красные граниты» он отнес к породам граносиенитового ряда. Среди «розовых» гранитов в составе Московского массива он различает два вида: «порфировидные мелко- и среднезернистые граниты с граносиенитовым уклоном» и «мелкозернистые лейкократовые граниты», между которыми, как А.Н.Заварицким, а потом и нами, им также отмечается двойственный характер взаимоотношений: «с одной стороны, они связаны постепенными взаимопереходами, а с другой - мелкозернистые граниты образуют секущие тела в порфировидных с ксенолитами последних»..

Минеральный состав гранитов, как уже упоминалось, меняется слабо, но вполне закономерно, что особенно проявлено в Московском массиве: «в краевых частях массива залегают роговообманковые граносиениты, а в центральной части массива они постепенно сменяются сначала биотит-роговообманковыми гранитами и граносиенитами, а затем и биотитовыми гранитами» с резко подчиненным содержанием роговой обманки (138, с.47).

Роговая обманка является «сквозным» минералом гранитов Магнитогорского плутона. В тех или иных количествах она присутствует практически во всех породах и сохраняет всюду почти одинаковые оптические свойства, по которым определяется Г.Б.Ферштатером как разновидность, промежуточная между обыкновенной роговой обманкой и актинолитом с общей железистостью около 30%. Как уже указывалось (раздел 2.2), такие же оптические свойства роговая обманка обнаруживает и в зонах постепенного перехода от габбро к кварцевым диоритам и гранодиоритам.

В эндоконтактных зонах плутона всеми его исследователями отмечалось присутствие мелкозернистых краевых фаций, иногда представленных микропегматитовыми и сферолитовыми гранит-порфирами и микрогранитами. Особенно детально краевые фации гранитов были исследованы на участках, где проводились в больших объемах буровые и горные работы. Так, на

участке Магнитогорского месторождения южная краевая часть гранитного массива особенно хорошо была вскрыта эксплуатационным карьером (рис. 10). Контакт гранитов здесь имеет субширотное простирание с крутым падением на юг.

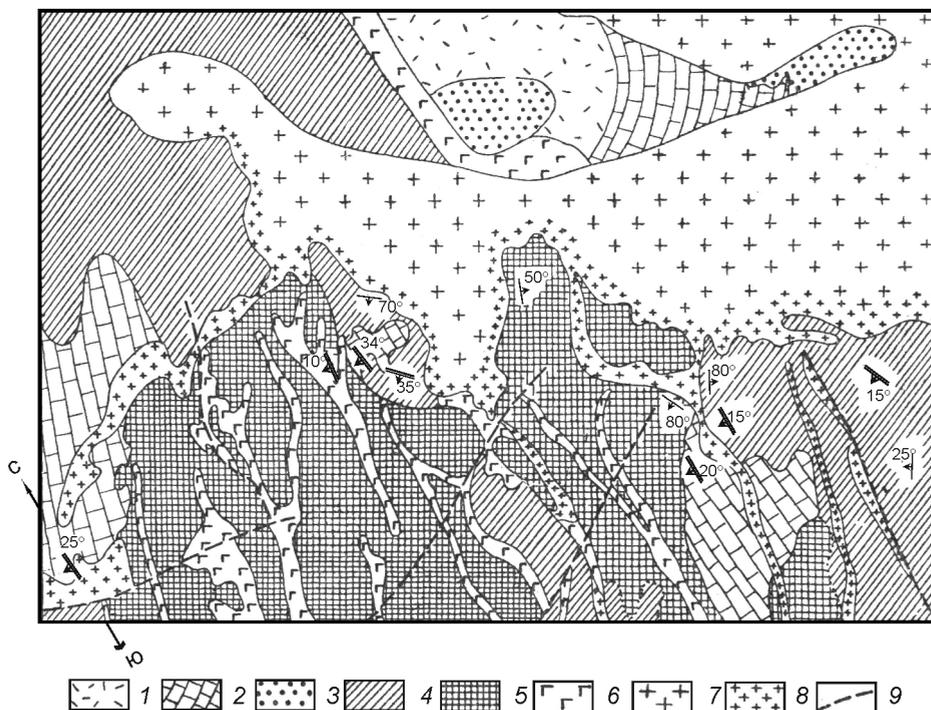


Рис 10. Геологическая карта участка Главного карьера горы Магнитной (Г.Б.Ферштатер, 1966).

1 - брекчии кислого состава; 2 - известняки и мраморы; 3 - роговообманково-плагиоклазовые роговики; 4 - скарны; 5 - магнетитовые руды; 6 - габбро-диабазы; 7 - граниты мелкозернистые; 8 - граниты тонкозернистый и гранит-порфиры; 9 - сбросы.

По описаниям Г.Б. Ферштатера «граниты на контакте представлены тонко- и мелкозернистыми разновидностями (0,3-1мм). Примерно в 30-50м от контакта крупность зерна достигает нормальной величины (порядка 1,5-2мм). Увеличение зерна происходит постепенно и плавно» (с.26). Далее к югу граниты погружаются под вмещающие породы. Прослеженные на глубине рядом буровых скважин здесь они характеризуются более однородным составом и структурой. Средняя величина зерна вначале такая же - 1-2мм., а при глубине кровли массива 350-1300м (скв. 807,808, 810) граниты краевой фации уже среднезернистые, с величиной зерна 3-5мм. Помимо зернистости с глубиной меняется и структура породы. Если в гранитах верхних горизонтов массива наряду с гранитной отмечается грубая микропегматитовая структура, то с глубиной она исчезает (138, с.43).

В Куйбасовском массиве тонкозернистые породы краевой фации детально были охарактеризованы Г.Б. Ферштатером в западном контакте массива

(профиль 1-1, рис.4-а). Непосредственно в кровле массива они подсечены скважинами 885 и 886, мощность краевой зоны здесь около 100м. Верхние части её представлены микропегматитовыми граносиенит-порфирами. С глубиной крупность зерна постепенно увеличивается и на расстоянии 60 м от контакта достигает 0,2мм. Такого же характера переходы от краевых тонкозернистых фаций к более зернистым гранитам наблюдаются и в плоскости эрозионного среза, где они были исследованы им на хорошо обнаженном участке к югу от скв. 885. Здесь наблюдается, что по мере удаления от контакта с вмещающими породами в гранитах краевой фации меняется не только размер зерна, но и рисунок преобладающей в них микропегматитовой структуры. В более мелкозернистых разностях она тонкая и правильная, а к востоку становится более грубой, неправильной и образует частые переходы в гранитную. Существенным является и то, что параллельно изменению структуры породы меняется и состав плагиоклаза: на западе в более мелкозернистых разностях преобладает альбит № 6-10, а восточнее все в большем количестве появляется олигоклаз № 16-20, окруженный каймами пертита (138 с,40). Все эти факты указывают на ведущую роль в процессе образования указанных специфических структур и, в целом, аплитовидного облика пород краевых фаций гранитовых массивов резко ускоренного выделения магмой её легколетучих компонентов, в чем убедились мы, исследуя большое разнообразие структурных особенностей гранитов Колыванского (Алтай) и Хангилайского (Восточное Забайкалье) плутонов.

В литературе по геологии гранита до сих пор широко распространено представление об образовании мелкозернистых краевых фаций гранитоидных массивов в результате быстрого охлаждения глубинной магмы при её вторжении в приповерхностные слои литосферы. Этих представлений придерживается и Г.Б. Ферштатер (138, с. 26). Однако предполагать большие различия в температурах магматического расплава и боковых пород в период раскристаллизации магмы плутона не приходится. Обычное развитие в контактовых зонах гранитоидных плутонов процессов гранитизации и скарнирования предполагают длительное существование в их пределах условий устойчиво высоких температур (Ф.Н. Шахов, 1947; Д.С. Коржинский, 1952). Образование мелкозернистых краевых фаций в гранитных массивах, притом не только в контактовой зоне с вмещающими породами, но и на границах гранитов разных фаз в многофазных плутонах, находит естественное объяснение в свойствах самой гранитной магмы кристаллизоваться пульсационно, вследствие прерывистого характера выделения ею легколетучих компонентов. На южной оконечности горы Березовой А.Н.Заварицкий так описал контакт «зернистого гранита с фельзитовой породой»: «Жилки гранита, проникающие по трещинам в эту породу, указывают, что она застыла раньше гранита. Породы эта залегает по окраине гранита и потому, естественно было видеть в ней краевую фацию гранита. Однако резкая граница между породами, отсутствие переходов и упомянутые отпрыски от гранита показывают, что кристаллизация гранитной

магмы здесь была осложнена каким-то перерывом, благодаря которому быстро застывшая микрокристаллическая краевая зона резко отделена от внутренней, медленнее и совершеннее раскристаллизовавшейся части. Микрозернистые породы тут образовывали как бы застывшую кору на периферии магматического бассейна. Таким образом, отношения этих двух пород свидетельствуют о том, что во время длительного периода застывания собственно гранитовой магмы в ней происходили движения и имели место перерывы в её кристаллизации. Естественными представляются при том разломы окружающих пород и проникновение в них апофиз массива» (39, с. 379). Как видим, к таким же выводам, что и Ф.Н. Шахов, приходил еще раньше и А.Н. Заварицкий, в точности наблюдений которого сомневаться не приходится.

3. Залегание гранитов и форма плутона

Сложившиеся представления по этому вопросу (Заварицкий, 1961; Ферштатер, 1966; Золоев и др., 1973), особенно определенно сформулированные Г.Б. Ферштатером, сводятся к следующему. Куйбасовский массив рассматривается как крупный шток с грубо согласной апикальной частью кровли и крутыми боковыми контактами, внедрившийся, «в крупную тектонически нарушенную зону», которая и послужила ему магматической камерой. Этот массив характеризуется несколько повышенными значениями гравитационного поля, которое достигает максимума в его северной части, где обнажаются выходы габбро. Массив горы Магнитной по условиям залегания близок Куйбасовскому и также рассматривается как штокообразное тело с грубо согласной апикальной частью кровли (Рис. 11-13).

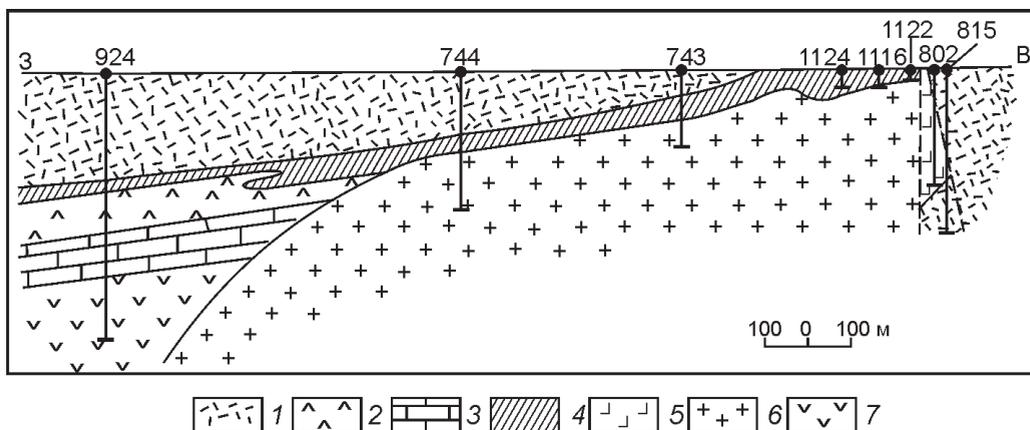


Рис. 11. Широтный разрез через южную погребенную часть массива г. Магнитной (профиль X-X).

1 - диабаз и туфы с прослоями туфопесчаников; 2 - ороговикованные микродиабазы и туфы; 3 - известняки и мраморы; 4 - скарны; 5 - липаритовые порфиры; 6 - плагиограниты и граниты; 7 - порфириды.

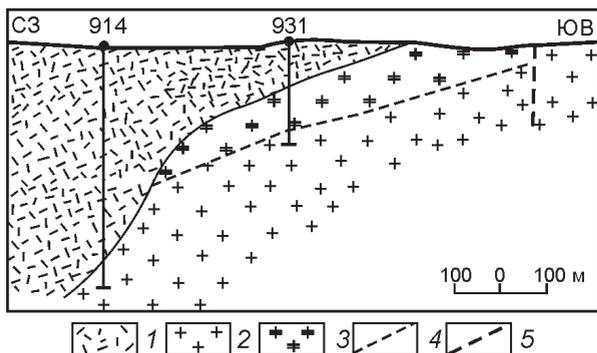


Рис. 12. Разрез северо-восточного контакта массива горы Магнитной (профиль V - V)

1 - ороговикованные вулканические брекчии основного состава; 2 - роговообманковые граниты; 3 - плагиограниты; 4 - сброс; 5 - постепенные переходы.

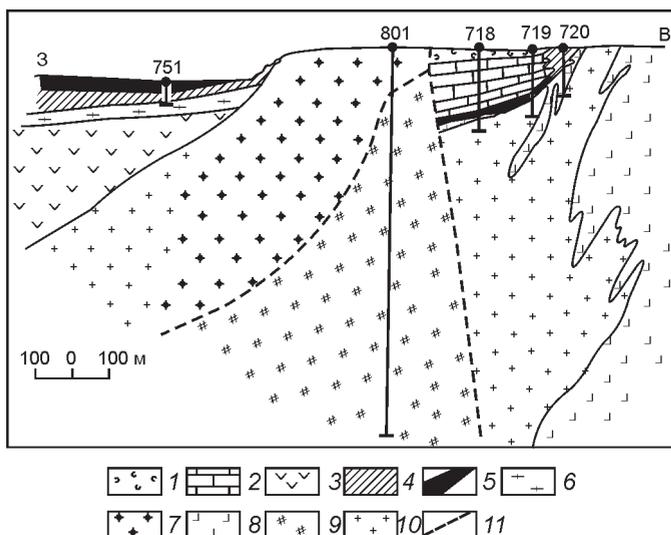


Рис. 13. Широтный разрез через южную обнаженную часть массива горы Магнитной (профиль V11- V11, Г.Б. Ферштатер, с небольшой корректировкой автора).

1 - брекчии кислого состава; 2 - известняки; 3 - пироксен-плагиоклазовые порфиры; 4 - скарны; 5 - магнетитов руды; 6 - плагиогранит-порфиры; 7 - биотитроговообманковые граниты; 8 - гранодиориты и кварцевые диориты; 9 - брекчиевидные породы с габброидами в обломках и гранитоидным цементом; 10 - роговообманковые граниты; 11 - предполагаемый контакт.

Площадь выхода Магнитогорского массива на поверхность около 6 кв. км., но истинные размеры под покровом рыхлых отложений, по данным буровых работ, значительно больше. Считается, что внедрение его происходило по двум основным направлениям - меридиональному и субширотному. Вместе с тем характерны и случаи резкого изменения простирания контакта гранитов массива с вмещающими породами на сравнительно коротких расстояниях, что указывает на разрушение его кровли по самым различным направлениям.

Предполагается, что Московский массив, в отличие от двух первых, «внедрился в не нарушенную разломами складчатую структуру», о чем, как пишет Г. Б. Ферштатер, свидетельствует «слабая насыщенность ксенолитами, грубо согласное залегание, отсутствие связи внутреннего строения с догранитной тектоникой» (с.48). Но при этом не поясняется, каким образом, если не было разломов, происходило «внедрение» глубинной магмы? Лишь дается ничего не

поясняющая фраза, что «на это указывает слабая насыщенность его ксенолитами, грубо согласное залегание и отсутствие связи внутреннего строения с догранитной тектоникой» (с. 48). Форма массива рассматривается как пластообразное тело и трактуется как апофиза Куйбасовского массива. По данным магнитной съемки мощность его в северной части оценивается около 600 м, а на юге, по результатам сейсмических исследований, увеличивается до 8 км (138, с. 30).

Максимальная мощность пород кровли плутона на время его формирования оценивается Г. Б. Ферштатером в 2500 м., с колебаниями в отдельных местах до 1000 м. По нашим данным, а затем и оценкам И.Д. Соболева (1961) отдельные апофизы плутона могли достигать уровней в 500-400 м до дневной поверхности того времени. Таковы, в общих чертах, сложившиеся представления о формировании Магитогорского плутона.

Результаты нашего картирования и анализ позднее опубликованных разрезов, отстроенных на материале выполненного к тому времени большого объема буровых работ, позволяют нам высказать положение о многокупольной форме апикальной поверхности в целом единого тела плутона. Магитогорский плутон рассматривается нами как палингенное образование, сформировавшееся в процессе развития прогрессивного метаморфизма вмещающих его пород, перерастающего в процесс плавления. Зарождаясь на глубине, магматические куполы в процессе своего разрастания расширялись и объединялись в нижних своих частях, тем самым создавая единое магматическое тело. При этом, в своем развитии и разрастании отдельные магматические куполы могли достигать самых разных гипсометрических уровней. Но, в целом, близком к уровню залегания пород рудовмещающей толщи, что одинаково проявлено во всех трех массивах. Иными словами, как считаем мы, происходило не «внедрение отдельных штоков гранитов», а был длительный и сложный процесс зарождения и разрастания магматических куполов плутона по всему фронту распространения на этом участке интенсивного процесса прогрессивного метаморфизма. К такому заключению ведет весь фактический материал.

В процессе геологической съемки 1956 года было установлено, что слоистая рудовмещающая толща, окаймляя плутон с запада, согласно прослеживается вдоль всего контакта с ним на расстояние более 15 км, и почти на всем этом протяжении повторяет практически все изменения в его простирании. Эти наблюдения нашли отражение и на всех других, позднее составленных картах (Ферштатер, 1966; Сергеев и др., 1989). Самое заметное отклонение от общей картины согласного западного контакта плутона было фиксировано нами только на небольшом участке, в средней части западного контакта Московского массива, где слоистые породы рудовмещающей толщи подходят к гранитам почти под прямым углом (рис. 2). Непосредственный контакт их не обнажен. Но предпринятой тогда расчисткой было установлено, что и здесь контакт в общих чертах остается согласным, однако он был осложнен крутым поворотом с образованием дополнительной складки в толще вмещающих пород. При этом

часть этой складки была, по-видимому, уничтожена («съедена») гранитом, что отчасти подтверждают и результаты позднее пробуренных скважин (рис. 1, скв. 887, 888). В других местах западного контакта небольшие отклонения от общей картины его согласного залегания выявляются только при очень детальном картировании. Пример этому дает рис 8, на котором изображен небольшой участок того же западного контакта гранитов в области южного погружения Магнитогорского массива. На нем показано, что граниты мелкими заливами и «языками» неровных очертаний проникают в толщу осадочных пород, как бы проедавая их. Но при этом и здесь, в целом, по данным авторов этой карты не нарушается картина хорошо выраженного согласного контакта. Наш выдающийся тектонист, проф. М.М.Тетяев еще в 1941 году в своей монографии «Основы геотектоники» (130), изданной как учебное пособие для студентов, предупреждал о возможных ошибках в генетической интерпретации наблюдений такого рода. «Если интрузии съедают часть складок или складчатого комплекса, - писал он,- это не значит, что они образовались после создания этих складок» (с.287). Такие наблюдения, свидетельствующие о гармоничном размещении гранитов Магнитогорского плутона в толще слоистых вмещающих пород, были получены только в западной части плутона, поскольку восточный его контакт почти на всем протяжении тектонический. Но и эти наблюдения позволяют достаточно уверенно предположить, что складки в толщах вмещающих пород непосредственного окружения Магнитогорского плутона образовались в процессе его формирования. Только этим можно объяснить отмечаемый всеми исследователями района факт обычного залегания гранитов небольших обособленных выходов, сопутствующих крупным массивам, в виде ядер брахиантиклиналей второго и третьего порядка. Такое понимание процесса формирования Магнитогорского плутона гранитоидного плутона иллюстрирует наш рис. 14. В качестве основы для рис. 14-А была взята геологическая карта Г. Б. Ферштатера (рис. 2), дополненная в северной части картой О. П. Сергеева и его соавторов (113).

Дадим к 14 рисунку пояснения. Несомненно, что в процессе разрастания магматические куполы в своих нижних частях должны были расширяться. Эта тенденция видна на всех указанных выше разрезах. Поэтому естественно и предположение, что на некоторой глубине они срастались в общий магматический очаг, что отражено на нашей схеме кольцевыми пунктирными линиями. Как следствие этого, очевиден и вывод: чем шире площадь купола в срезе дневной поверхностью, тем более высоко он поднялся в своем развитии. Поэтому Куйбасовский массив с его куполами нам представляется более глубоко эродированным, чем Московский. При таком понимании процесса становится очевидной пространственная, а с ней и генетическая связь железорудных проявлений рудного поля именно с ростом магматических куполов. Вероятно поэтому и самые крупные скарново-магнетитовые месторождения - Магнитогорское и Малый Куйбас оказались ассоциированными с относительно менее

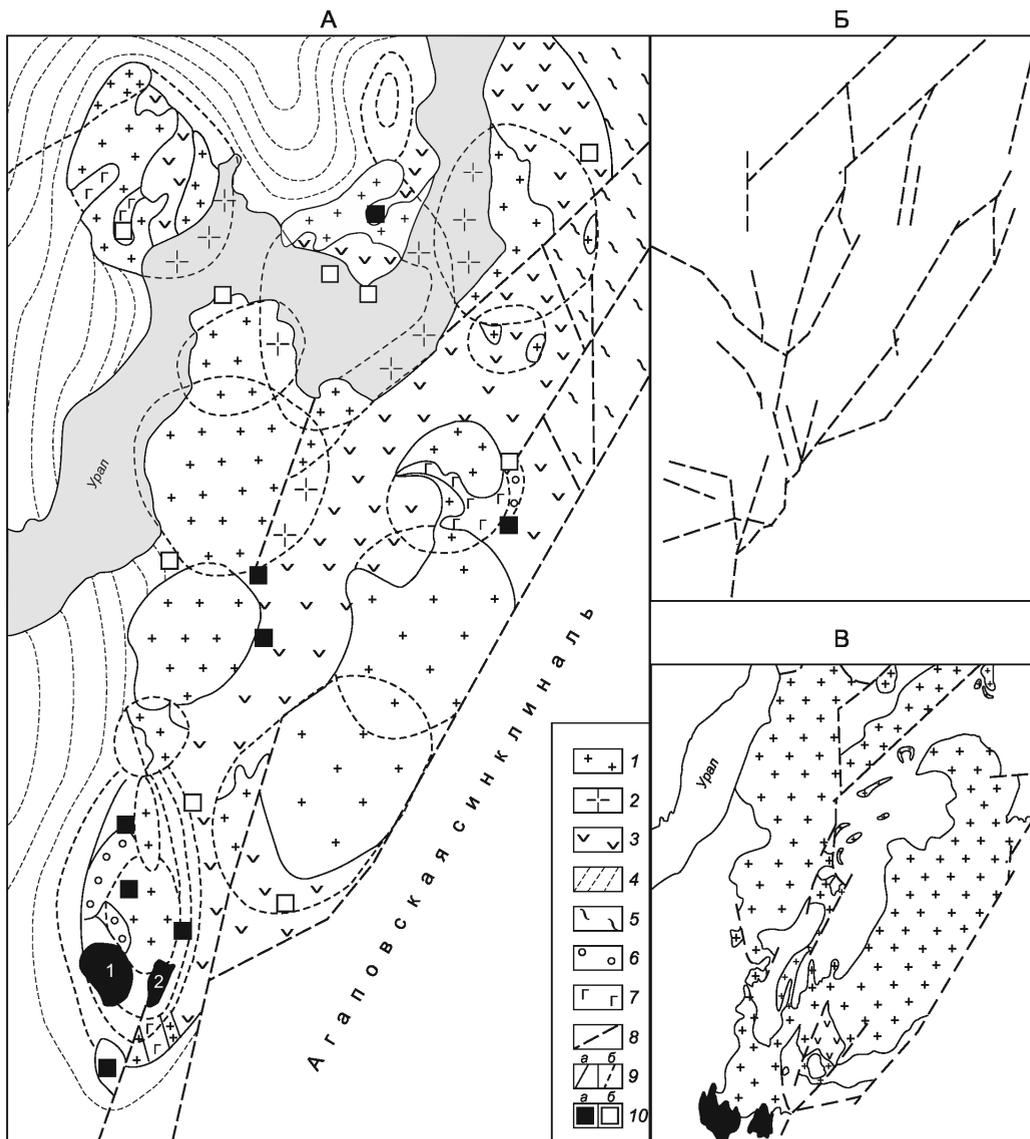


Рис. 14 Карта-схема формирования многокупольного Магнитогорского плутона на завершающем этапе развития (А); схема разломов кровли плутона (Б) и выходов его на поверхности современного эрозионного среза (В) в рамках карты Г.Б. Ферштатера:

1 - граниты; 2 - они же на глубине по данным бурения или предполагаемые по геологическим наблюдениям. Вмещающий комплекс: 3 - вулканические породы основного и среднего состава диабазовой (C_1t-v), рудовмещающей (C_1t) и порфиритовой (D_3) толщ; 4 - вышележащие визейские вулканогенно-осадочные толщ; 5 - нижележащий среднедевонский вулканогенно-осадочный комплекс; 6 - скарны; 7 - габбро; 8 - разломы; 9 - контуры куполов в срезе дневной поверхностью: установленные (а), предполагаемые в местах срастания соседних куполов вблизи поверхности и на глубине (б); 10 - а) скарново-магнетитовые месторождения (1, 2- Магнитогорские), б) рудопроявления.

эродированными краевыми куполами единой цепи магматических куполов. Тогда как значительно более высоко поднявшиеся «срединные» Северный и Южный куполы Куйбасовского массива на уровне того же эрозионного среза оказались совсем безрудными. А цепь куполов Московского массива в этом отношении занимает промежуточное состояние. Все эти заключения и выводы из них позволяют более обоснованно приблизиться к пониманию не только причин, но и геологических условий, благоприятствующих наиболее активному отделению железоносных флюидов в процессе формирования гранитоидных плутонов. Рис. 14-Б и 14-В приведены, как вспомогательные к рис. 14-А. На первом из них видно, что вся сеть разломов, показанных на геологической карте Г. Б. Ферштатера (см. рис.2), обнаруживает картину, обычно свойственную сводовым частям купольных поднятий. В данном случае удлиненном в субмеридиональном направлении. А рис. 14-В показывает характерные заливчато-округлые очертания выходов гранитов на дневную поверхность, что хорошо отражено на картах детального геологического картирования, и что позволяет нам достаточно обоснованно очерчивать на карте-схеме формирования плутона округлые контуры магматических куполов, как в срезах дневной поверхности, так и предположительно на глубине

Говорить о разных геологических условиях образования Московского и Куйбасовского массивов гранитов, как это делают Г.Б. Ферштатер и другие, согласные с ним геологи, на наш взгляд неправильно. Нет сомнений, что на глубине они соединяются и представляют собой единое целое. Более того, их нельзя принимать за самостоятельные тела даже по наблюдениям на дневной поверхности. Они практически соединяются в области северного и южного погружения общей купольной структуры. На севере они тесно сближены выходами гранитных массивов горы Грань, Ивановского и Алексеевского и разделены лишь небольшими участками плохой обнаженности. На юге оба массива также почти соединяются через выходы гранитов горы Магнитной. Граница Куйбасовского и Магнитогорского массивов проходит здесь по линиям тектонических нарушений с небольшими амплитудами смещения, а породы обоих массивов по всем характеристикам в этих местах близки, на что указывал еще А.Н. Заварицкий. В свою очередь от Магнитогорского массива в сторону Московского протягивается полоса выходов гранитов, переходящих в граносиениты, и полоса таких же пород идет навстречу ей со стороны Московского массива. Разделяет их на поверхности лишь небольшой участок плохой обнаженности, шириной не более 1 км с отдельными выходами пород «позднеинтрузивного» жильного комплекса. По данным разведочного бурения на Димитровском месторождении (рис. 15) указанная полоса гранитов имеет вид «меридионально вытянутой штокообразной залежи» (Золоев и др., 1973), которую в разрезе можно рассматривать и как гребень небольшого, в плоскости современного эрозионного среза, удлиненного купола.

Разные условия формирования Куйбасовского и Московского массивов

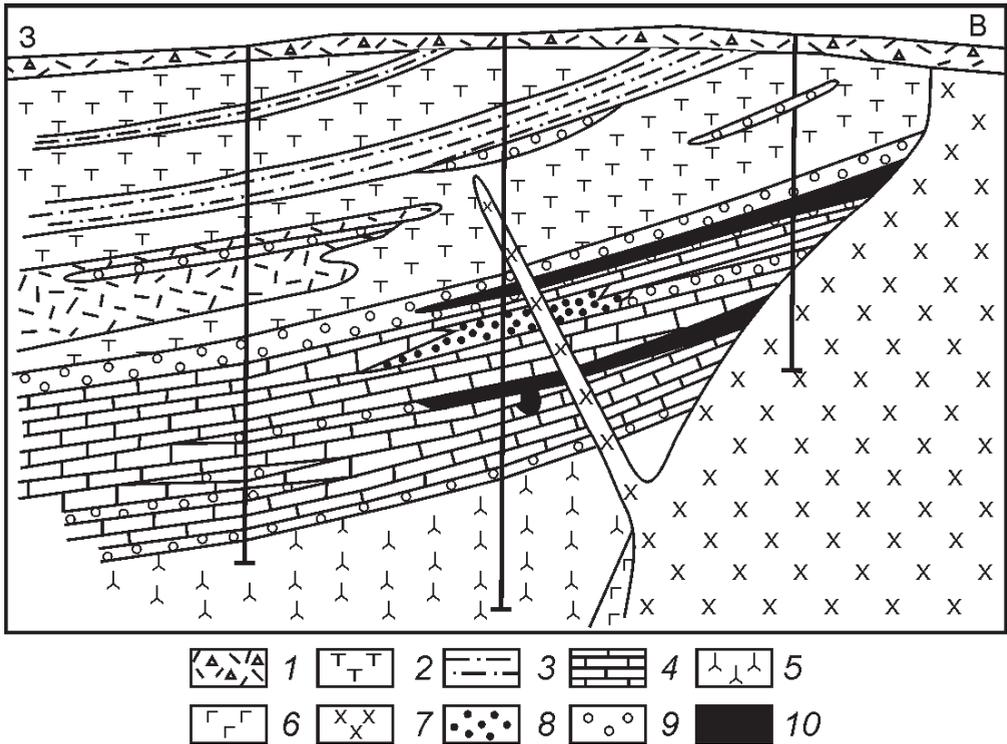


Рис. 15. Геологический разрез месторождения Димитровское (К.К. Золоев и др., 1971).

1 - туфобрекчии; 2 - диабазы; 3 - туффиты; 4 - мраморы; 5 - плагиоклазовые порфиры; 6 - габбро; 7 - граниты и граносиениты; 8 - роговики; 9 - скарны; 10 - магнетитовые руды.

Г.Б. Ферштатер пытается обосновать и результатами анализа трещиной тектоники гранитов. На круговых диаграммах трещин отдельности гранитов Куйбасовского массива, - пишет он, - «особенно выделяются крутопадающие трещины северо-восточного и меридионального простирания, отвечающие общей вытянутости массива» (138, с.42). «По трещиной тектонике Московский массив резко отличается от массивов горы Магнитной и Куйбасовского... Для последнего характерно, что с продольными трещинами совпадает ориентировка всех элементов внутреннего строения массива. В Московском массиве наблюдается совсем другая картина» (с.47). Но тут же отмечает, что «в юго-западной части его (диаграмма X11) выделяются вертикальные трещины Северо-Восточного простирания, параллельные контакту массива». То есть, как видим, того же направления и характера, что и в Куйбасовском массиве. В сущности, только этими фразами и ограничиваются его заключения. Но картина воспринимается совсем иначе, если рассматривать те же диаграммы в привязке к конкретным, выделяемым нами магматическим куполам. Тогда увидим, что пары диаграмм 1 и 11, 111 и 1У, У и У1, У11 и У111 Куйбасовского массива (рис. 16-а), характеризующие (в порядке перечисления) краевой купол Малого Куйбаса,

срединные Северный, Южный и краевой купол на юге массива (см. привязку диаграмм к местности на геологической карте, рис. 2), обнаруживают в каждой из них явное сходство. И, вместе с тем все эти пары диаграмм явно отличаются друг от друга, что можно объяснить только автономией развития куполов. Конечно, абсолютного согласия в указанных парах диаграмм каждого, отдельно взятого купола ожидать не приходится, поскольку динамические напряжения соседних куполов несомненно должны были интегрироваться и каким-то образом сказываться. Но общая закономерность очевидна.

Не противоречат таким заключениям и круговые диаграммы Мосовского массива (16-б). По расположению в этом массиве выделяются: краевой Северный купол, два срединных (Северный, Южный) и краевой Южный. Здесь также видно большое сходство в паре диаграмм Южного срединного купола (X11, X111) и резкое отличие от них диаграммы Северного краевого купола (X). Диаграмма (X1) характеризует участок срастания Северного краевого купола со Срединным, возможно поэтому не имеет ничего общего с диаграммами как того, так и другого. Своеобразна и диаграмма Магнитогорского купола (1X), что также указывает на автономию его развития.

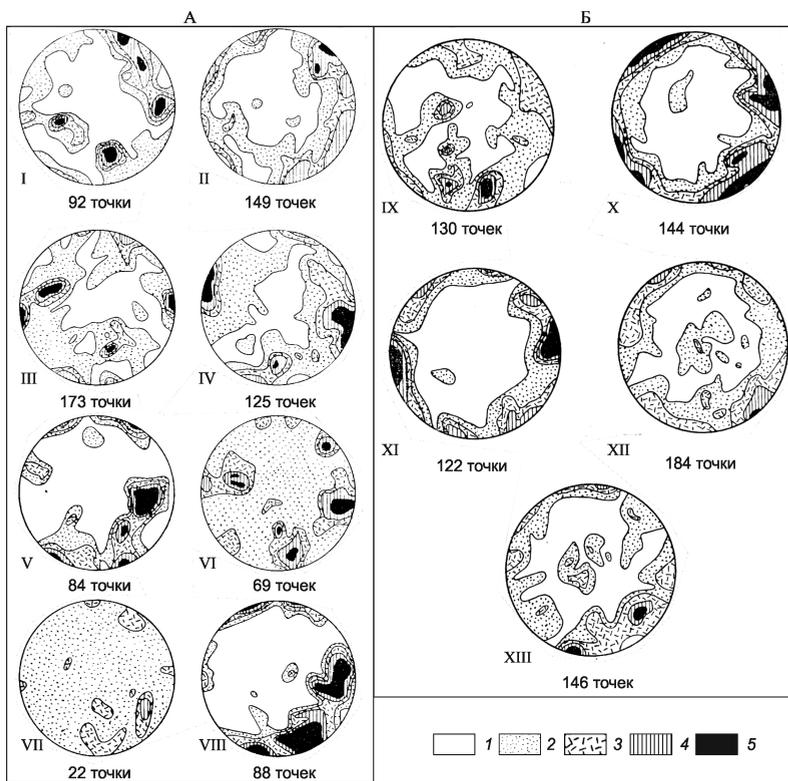


Рис. 16. Диаграммы трещин отдельности Куйбасовского (А) и Мосовского (Б) включая Магнитогорский массивов.

Плотность точек: 1 - менее 0,5%; 2 - 0,5-2,0%; 3 - 2-3%; 4 - 3-4%; 5 - более 4%.

По результатам геологической съемки нами высказывалось предположение, что Магнитгорский плутон в целом имеет форму многоярусного лакколита. На эту

мысль нас наводили тогда наблюдения над контактами гранитов с вмещающими породами. Анализ материалов более поздних исследователей подтверждает эти наши ранние наблюдения и сделанные из них выводы. На рисунках 17 и

18 представлены четыре, отстроенных уже после нашей съемки широтных и один меридиональный разрез Магнитогорского массива

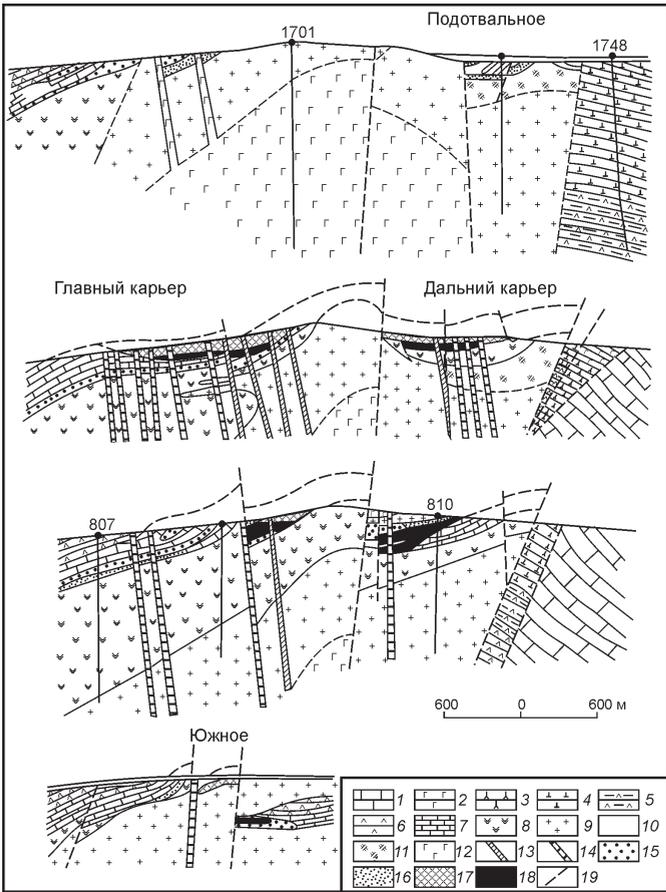


Рис. 17. Широтные геологические разрезы Магнитогорского купола (Сергеев и др. 1989; буровые профили У1, У111, 1X, X см. рис.1)

1 - 6 - осадочные и вулканогенные породы Агаповской синклинали; 7 - рудовмещающая толща; 8 - порфирировая толща; 9 - 11 - породы плутона: 9 - граниты, граносиениты, гранодиориты; 10 - микрограниты; 11- плагиограниты; 12 - габбро; 13, 14 - дайки кислого и основного состава), 15 - скарны; 16, 17 - кварц-полевошпатовые метасоматиты; 18 - руды; 19 - разломы.

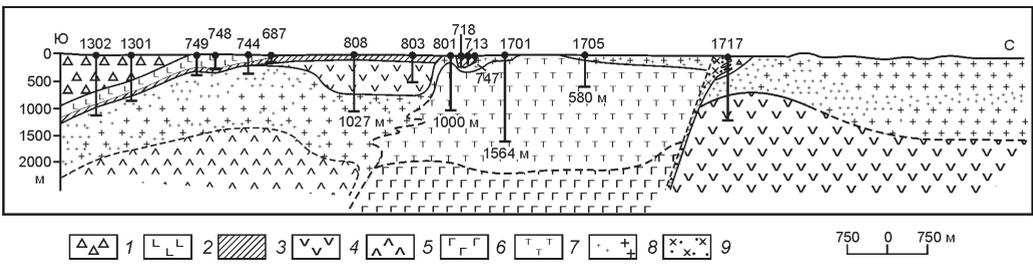


Рис. 18. Меридиональный геологический разрез Магнитогорского массива (Г. Б.Ферштатер, Н.А. Скопина, 1971, буровой профиль X11-X11):

1 - вулканические брекчии смешанного состава; 2 - диабазы, диабазовые порфириды, туфы; 3 - известняки, скарны, руды; 4 - базальтовые, андезитобазальтовые порфириды; 5 - базальтовые порфириды и диабазы; 6 - габброиды; 7 - брекчиевидные породы с габброидами в обломках и гранитоидным цементом; 8 - граниты и граносиениты; 9 - жильные гранодиорит-порфиры.

На всех разрезах отчетливо видна общая купольная форма Магнитогорского массива с отходящими от него пластовыми телами гранитов, проникающими в породы рудовмещающей толщи, вдоль границы её с порфиритовой, внутри порфиритовой толщи и по границе её с габбро. При этом нормальные контакты гранитов с вмещающими породами указывают на то, что переходы гранитов с одного гипсометрического уровня на другой осуществлялись в основном без разрывных нарушений. И эту картину глубинного строения особенно хорошо изученного Магнитогорского купола, очевидно, можно распространить на весь плутон.

4. Формирование плутона.

Г. Клоос, применив разработанный им метод структурного анализа гранитоидных плутонов (1920-1923г.г), показал на ряде примеров, что все они подстилаются толщами кристаллических пород. Основанием, на котором располагается Магнитогорский плутон, в значительной части, по-видимому, служил крупный массив габбро вместе с вмещающими его более древними кристаллическими породами, о чем свидетельствуют геологические наблюдения и результаты геофизических исследований. Встречающиеся в окружении гранитоидного плутона небольшие тела габброидов, как и реликты их в гранитах подтверждают такую возможность. По геофизическим данным верхняя поверхность базальтового слоя в Тагило-Магнитогорской эвгеосинклинальной зоне резко поднимается до глубин 10-7 км, а в собственно Магнитогорском синклинии сиалический слой местами имеет мощность всего лишь от двух до четырех километров, ниже которого располагается «базальтовый слой» (И. Д.Соболев, 1972).

Характеризуя контакты гранитоидов Магнитогорского плутона с вмещающими вулканогенно-осадочными толщами, Г.Б. Ферштатер пишет: «контакты массивов с ними всегда отчетливо интрузивные, резкие, и влияние гранитов на вмещающие породы выражается в контактовом (термальном) метаморфизме последних. Взаимодействие гранитной магмы наблюдается только с ксенолитами вмещающих пород и выражается, с одной стороны, в изменении состава ксенолитов и, с другой стороны, в изменении состава реагирующей с ними магмы» (с.98). С таким заключением нельзя согласиться. Во-первых, наблюдаемые в гранитоидах плутона включения, называемые «ксенолитами», строго говоря, не являются таковыми. На самом деле это останцы и реликты тех же пород, что слагают толщи обрамления плутона. На всех геологических картах, начиная с А.Н. Заварицкого, отражены случаи прямых переходов отдельных пластов вмещающих пород, таких, например, как хорошо узнаваемые габброиды и известняки, останцы которых в гранитах краевой части массива имеют вид цепочек реликтовых включений, продолжающихся вглубь массива. Во-вторых, и это главное: взаимодействует с боковыми породами не сама магма, а содержащиеся в ней флюиды, которые вместе с активизированными

в процессе прогрессивного метаморфизма поровыми растворами самих метаморфизируемых пород приближают их минеральный и химический состав к составу гранита. А не наоборот.

Обсуждая результаты своих исследований контактово-метаморфизованных пород Магнитогорского плутона, А.Н. Заварицкий писал: «контактово-метаморфические изменения в породах разделяют на явления нормального контактового метаморфизма, выражающегося только в перекристаллизации пород, причем привнос вещества не имеет существенного значения, и на явления пневматолитического контактового метаморфизма, самой характерной чертой которого является приток вещества. В области Христиании, где оба рода контактового метаморфизма хорошо развиты, Гольдшмидт установил, что явления пневматолитического метаморфизма представляют фазу, следующую во времени за нормальным метаморфизмом... Конечно, нельзя думать, - продолжает А. Н. Заварицкий, - что в развитии нормального и пневматолитического метаморфизма во времени можно провести совершенно резкую границу. Отделение растворенных в магме веществ начинается с самого начала интрузии, с самого начала действуют факторы пневматолитического метаморфизма. Если можно говорить о последовательности нормального и пневматолитического метаморфизма, то только в том смысле, что следуют одна за другой фазы максимального развития каждого из этих двух родов метаморфизма» (39, с.385). «На Магнитной, по моему, нельзя строго различить продукты нормального контактового метаморфизма от продуктов метаморфизма пневматолитического»(с.456). Из приведенных цитат мы видим, что представления В.М. Гольдшмидта о соотношении «нормального контактового» и «контактового метаморфизма с привнесом вещества» принимались А.Н. Заварицким по результатам исследований Магнитогорского плутона с большим числом оговорок и уточнений. На рис. 19 приведена составленная им карта контактово-ореола Магнитогорского массива, где по его заключению сильнее всего метаморфизованы «изверженные породы», представленные главным образом «бескварцевыми диоритами» (габброидами), останцы которых в гранитах краевой части массива имеют вид выступов рамы плутона, а далее (см. гл.2) - продолжающих эти выступы полос и цепочек их включений в граните.

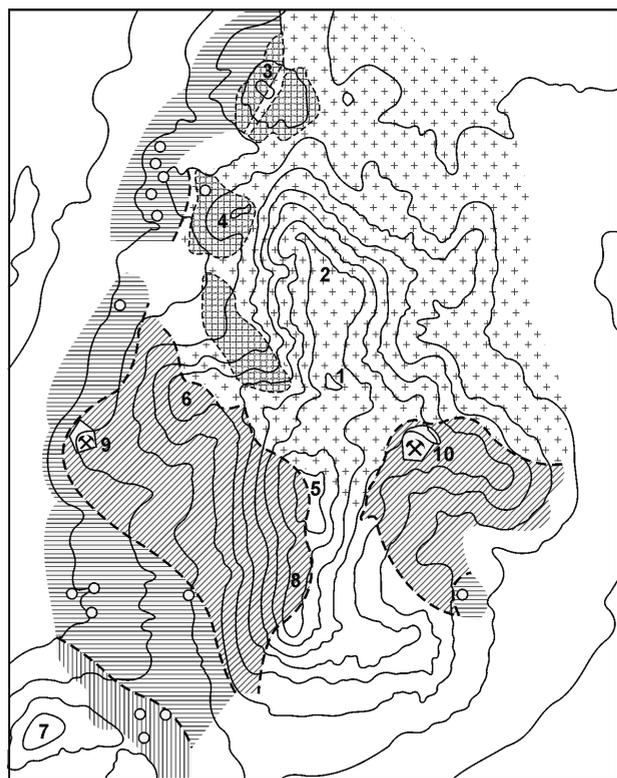
В нормальных («фанеро-кристаллических») роговиках, образовавшихся по габброидам, как уже отмечалось (раздел 2,1), первым по возрасту среди метаморфических минералов появлялся диопсид, который подвергался амфиболитизации и сохранился в дальнейшем лишь в виде реликтов в зернах роговой обманки, в том числе находящейся и в гранитах плутона. Говоря о замещении первичного авгита диопсидом, А.Н. Заварицкий пишет: «Явление превращения пироксена в зернистые агрегаты очень характерно для многих образцов контактной зоны на западных отрогах горы Березовой. Для образования его можно воспользоваться термином «грануляция»... Однако несомненно, здесь происходил процесс химический, почему я прибавляю еще название «каталитическая».

При этом основная масса породы светлеет и приближается по виду к породам «диагностически-микросталлических роговиков» (с.413). Активное участие в процессе контактового метаморфизма «пневматолитических эманаций или растворов», по наблюдениям А.Н. Заварицкого, проявляется уже на самой ранней стадии процесса в тенденции к приобретению крупными зернами плагиоклаза идиоморфных очертаний. А затем и в образовании минералами роговиков метасоматических жилков, которые отмечают пути следования минерализаторов. «При неблагоприятных условиях развитие метаморфических минералов ограничивалось линиями, где сильнее всего сосредотачивались метаморфизирующие агенты, в благоприятных - они распространялись на всю породу» (с.456). В этих заключениях, как видим, совершенно четко сформули-

рована мысль о перерастании процесса нормального контактового метаморфизма в процесс «пневматолитического контактового метаморфизма с привнесом вещества». Или, как сформулировал Д.С. Коржинский (1952), в процесс «гранитизации и магматического замещения»

Рис. 19. Строение контактовой зоны гранитов массива г. Магнитной (А. Н. Заварицкий)

1- Гранит; 2-метаморфизованные изверженные породы; 3 - рудоносная зона плотных гранатовых пород; 4 - зона зернистых гранатовых пород с железным блеском; 5 - зона известняков и апотуфов горы Ай-Дарлы, 6 - цифры на карте (1 - г. Магнитная; 2 - г. Березовая; 3 - Сев.-Западный отрог; 4 - Западный отрог; 5 - г. Атач; 6 - г. Узьянка).



1
 2
 3
 4
 5
 6

Следы активного взаимодействия магмы (а точнее, её флюидов) с вмещающими породами наблюдаются не только в ксенолитах, как утверждает Г. Б. Ферштатер, а в пределах всего контактового ореола plutона, только с разной интенсивностью и в разных формах проявления. На г. Атач они дают пример настолько глубоко зашедшего процесса гранитизации, что даже такой высококвалифицированный петрограф, каким был А.Н. Заварицкий, вначале ошибочно принимал «атачиты» за своеобразные магматические породы. Вместе с тем, в

других местах контакта гранитов с породами той же порфиритовой толщи и на том же участке г. Атач он характеризует его как процесс метаморфизма, но выраженный очень слабо или вообще не заметный. Метаморфизм такого же типа и в разной интенсивности его проявления фиксировался как нами, так и Г.Б. Ферштатером, во многих местах контактового ореола, о чем уже шла речь при характеристике пород порфиритовой толщи. Сошлемся ещё на один пример.

Скважиной 929 в непосредственном контакте с гранитами в западном контакте Мосовского массива были вскрыты испытавшие щелочной метасоматоз брекчии основного состава (рис. 20).

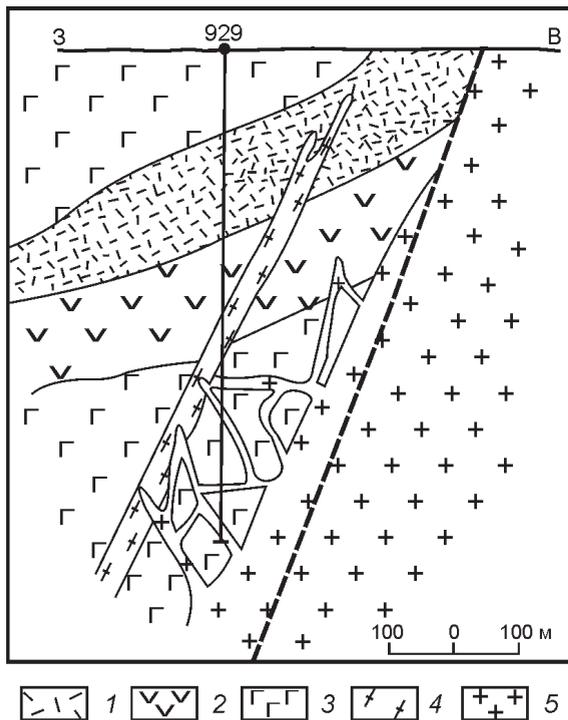


Рис. 20 Западный контакт Мосовского массива (буровой профиль 111-111); Г.Б. Ферштатер, 1966:

1 - вулканические брекчии основного состава; 2 - диабазовый порфириды; 3 - габбро; 4 - диориты; 5 - граносиениты.

Из описания Г.Б. Ферштатером «вулканических брекчий» следует, что в типичном виде они «представляют собой розовые породы с бластопорфировыми выделениями альбита и тонкозернистой основной тканью, состоящей из кварца, альбита и ортоклаза. Структура её большей частью микрогранобластовая... В отдельных обломках ортоклаз становится преобладающим минералом. Кварц-ортоклазовые роговики макроскопически не отличаются от существенно альбитовых... В отдельных обломках крупность зерна в роговиках настолько увеличивается, что они приобретают облик мелкозернистой интрузивной породы. Состав таких пород обычно отвечает граносиенитам. Структура породы гранобластовая, местами пойкилобластовая... Обычно метасоматические граносиениты бедны калием, и калиевый полевой шпат отмечается не во всех образцах. Он образует мелкие ксеноморфные зерна, либо тонкие каймы вокруг плагиоклаза. Метасоматические граносиениты замещают отдельные обломки в брекчиях и образуют неправильные прожилковидные участки... Наличие среди роговики пород интрузивного облика, а также характер изменения минерального и химического состава свидетельствуют о том, что щелочной метасоматоз, вызывающий ороговикование, является частным случаем гранитизации» (138, с. 130). Как же, имея такие на-

говики макроскопически не отличаются от существенно альбитовых... В отдельных обломках крупность зерна в роговиках настолько увеличивается, что они приобретают облик мелкозернистой интрузивной породы. Состав таких пород обычно отвечает граносиенитам. Структура породы гранобластовая, местами пойкилобластовая... Обычно метасоматические граносиениты бедны калием, и калиевый полевой шпат отмечается не во всех образцах. Он образует мелкие ксеноморфные зерна, либо тонкие каймы вокруг плагиоклаза. Метасоматические граносиениты замещают отдельные обломки в брекчиях и образуют неправильные прожилковидные участки... Наличие среди роговики пород интрузивного облика, а также характер изменения минерального и химического состава свидетельствуют о том, что щелочной метасоматоз, вызывающий ороговикование, является частным случаем гранитизации» (138, с. 130). Как же, имея такие на-

блюдения, можно утверждать, что взаимодействие гранитной магмы с породами вмещающих толщ в зоне их контакта не происходило?! Примечательно, что на этом участке так называемые «метасоматические граносиениты» были вскрыты в непосредственной близости к магматическим роговообманковым граносиенитам, которые далее вглубь массива постепенно сменяются сначала биотит-роговообманковыми граносиенитами и гранитами, а затем и биотитовыми гранитами с резко подчиненным количеством роговой обманки или без неё. При этом отмечается, что в роговой обманке всех разновидностей пород массива часто сохраняются реликты диопсида - главного минерала контактовых роговиков Магнитогорского плутона. Этот факт, несомненно следует рассматривать как самое веское доказательство бывшего присутствия на месте плутона сплошных масс диопсидовых роговиков

На рис. 21-А представлен меридиональный разрез Магнитогорского массива, изображенный на рис. 18, с несколько измененными нами контурами массива габбро на участке перехода от него к выше находящимся брекчиям с обломками габбро и гранитоидным цементом. Допущенные небольшие изменения в рисунке касаются только глубинной, свободной для интерпретации части разреза. И хотя разрез охватывает лишь верхнюю часть массива, на нем все же достаточно ясно отражена его общая куполовидная форма. Из нашей интерпретации разреза следует, что как залегающие на уровне современного среза, так и вскрытые буровыми скважинами на глубине, под гранитами, своеобразные брекчиевидные породы «с габброидами в обломках и гранитоидным цементом» образуют об-

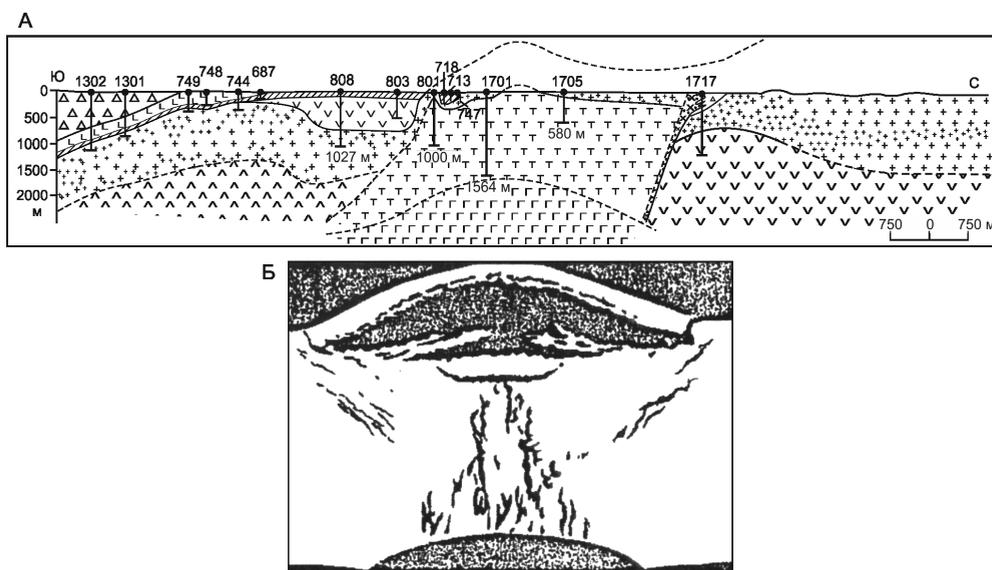


Рис. 21: А - меридиональный геологический разрез Магнитогорского массива на рис 18, с изменениями автора: 6 - габбро, 7 - брекчии габбро с гранитоидным цементом); Б - модель конуса разрушения твердого тела под действием ударной волны снизу (И.Л. Жуланова, 2003).

ширную (по линии разреза около 5 км) залежь с резким возрастанием её мощности в осевой части купола габбрового массива. Поскольку под брекчиями по геофизическим данным предполагается наличие крупного тела габброидов, то и «брекчиевидные породы», состоящие в основе своей из обломков габбро следует рассматривать как его продолжение, своего рода конус его разрушения.

Из описания кернa скв. 801 (п. 2,2) следует, что обломки габброидов в брекчиях ороговикованы и гранитизированы с частичным или полным преобразованием их в разности, приближающиеся по составу к кварцевым диоритам , гранодиоритам или трондъемитам. Цементирующий обломки гранитизированного габбро мелкозернистый гранит с биотитом и роговой обманкой образует местами неправильной формы небольшие, до 10-20 см, участки сплошного гранита с отходящими от него ветвистыми прожилками. Местами интервалы сплошного гранита, по наблюдениям в керне, измеряются метрами (интервал 139,5 - 146,5м и др.). Г.Б. Ферштатер приводит диаграмму, характеризующую соотношения пород разного состава в керне на глубину до 1000м, из которой следует, что с глубиной, особенно с отметки 400м, доля габброидов в брекчии нарастает. И наоборот, примерно с отметки 600 м вверх по разрезу наблюдается увеличение доли гранитов. При этом как в том, так и другом случае встречаются самые разнообразные породы промежуточных составов. Поэтому весь объем «брекчиевидных пород», вместе с крупными и мелкими скоплениями гранита, его прожилками, жилами и «дайками» мы можем рассматривать как результат развития гранитизации, интенсивность которой нарастала вверх, в направлении к телу сплошного гранита.

Своим расположением брекчиевидные пород как бы очерчивают область концентрированного развития трещиноватости и брекчирования над куполом массива габбро. Поэтому логично предположить, что возникновение такой обширной области брекчирования и гранитизации вполне могло быть вызвано взрывами, которые могли сопровождать прорывы глубинных флюидопотоков сквозь мощную толщу кристаллических пород фундамента (в данном случае массива габбро) в местах смены его кровлей пород водонасыщенного вулканогенно-осадочного комплекса. На возможность такого рода явлений в природе уже указывалось нами при анализе глубинного строения гранит-порфировых куполов района Кавказских Минеральных Вод, которые на глубине 3 км там также переходят в обширную залежь, куполообразно распространяющуюся вверх от границы гранитов и гнейсов палеозойского кристаллического фундамента с перекрывающим его мел-палеогеновый комплекс осадочных пород. Силой взрыва А.Г. Шемпелев объясняет там не только некоторые специфические черты структуры магматических куполов, но и вынос крупных обломков и даже глыб гранитов палеозойского кристаллического фундамента, наблюдаемых ныне в виде ксенолитов в гранит-порфировых телах на уровне современного эрозионного среза. Экспериментальной моделью таких взрывных явлений вполне может служить уже используемый в анализе вулканиче-

ских явлений так называемый «конус разрушения твердого тела под действием ударной волны снизу», как это показано на рис 21.

Теоретически ожидаемый характер распределения напряжений в породах кровли магматических куполов можно представить себе также и по расчетам Дж. Робертса (1972), согласно которым в непосредственной близости к магматической камере купола, «округлой в поперечном сечении и расположенной достаточно близко к поверхности Земли», должна формироваться зона горизонтального растяжения, окружённая областью сжатия. В зоне растяжения при этом должны были расширяться старые и возникать новые трещины, в которые и могли прорываться все новые порции флюидов и газов при выходе глубинных флюидопотоков по зонам расколов кристаллического фундамента, тем самым распространяя процесс гранитизация далее вверх и в стороны. На блоковое строение кристаллического фундамента Магнитогорского плутона, свидетельствующее о расколах в нем, указывают данные глубинных геолого-геофизических исследований Магнитогорского синклиория (123).

Особая роль в процессе формирования Магнитогорского плутона несомненно принадлежит рудовмещающей и вышележащей диабазовой толщам. Первая, из-за особенностей своего состава. Её богатство осадочным и туфогенным материалом вполне могло стать фактором особенно интенсивного поглощения глубинных флюидов, активизируя тем самым и процессы гранитизации. А диабазовые покровы способны были блокировать их дальнейшее распространение. Поэтому не случайны и указания на то, что в контактовом ореоле Магнитогорского плутона сильнее всего испытали контактовый метаморфизм породы именно диабазовой толщи (138, с. 132). Возможно также, что столь удачное сочетание этих двух факторов на горе Магнитной и способствовало возникновению именно здесь самых крупных месторождений железных руд этого плутона.

Линия контакта гранитов Магнитогорского купола с вмещающими породами, как это видно на карте А.Н.Заварицкого (см.рис. 19), прослеживается с частыми угловатыми изломами и разнообразными искривлениями. Характеризуя её, он пишет: «Северная часть горы Магнитной принадлежит к гранитному массиву. Прослеживая его границы, видим, что очертания массива в этой части его довольно неправильны, и от него отделяются мощные и частью более тонкие апофизы, внедряющиеся в окружающие массив боковые породы, образующие контактовую зону... Граниты и гранодиориты обнажаются на северном склоне г. Дальней. В руднике можно видеть непосредственное прилегание рудоносной толщи, состоящей из руды и гранатовой породы, к лейкократовому аплитовидному граниту, обнажающемуся в самых верхних забоях. Тонкие жилы микрогранита и аплита, пересекающие рудоносную толщу, являются очевидными апофизами массива... Гранит слагает северный склон Атача и непрерывно тянется отсюда на Узянку, граница на северном склоне Атача, на Малой горке и на Узянке опять с рудоносной толщей... Мы видим, таким обра-

зом, что окраины гранитного массива имеют неправильную форму. Внедряясь в толщу окружающих пород, гранитовая магма проникала также в них и по отдельным трещинам, образуя апофизы, а частью совершенно облекая и отрывая отдельные глыбы боковых пород» (39, с.568). Обсуждая всё это А.Н. Заварицкий заключает: «Разломы кровли, частичная или полная ассимиляция части боковых пород, образование шпиров, погружение обрушенных частей кровли - все эти явления оказывают свое действие на ход процесса заполнения магмой того пространства, которое занято теперь изверженной породой... Как известно, Р.А.Дэли (1903) придает большое значение явлению обрушения кровли и погружению обломков при процессе интрузии батолитов. Нет данных, чтобы судить, какую роль это явление играло вообще на Магнитной и Куйбасе, но, во всяком случае, тот островок мрамора между конторой и доломитным складом, который окружен со всех сторон изверженными породами - гранитом и диоритом, проще всего рассматривать, как такую затонувшую в граните глыбу известняка, перекристаллизованную в мрамор» (138, с.569).

Применяя терминологию горнопроходческих работ, С.Бубнов (1934) назвал этот процесс «потолокоуступным», а саму теорию Дэли - «теорией обрушения кровли напором» (с.70). С этой теорией, как мы видим, вполне согласуются не только указания А.Н.Заварицкого на те резкие различия в интенсивности метаморфизма вмещаемых пород, которые он наблюдал на коротких расстояниях вдоль линии контакта агацитов с гранитами (см. раздел 1.1), но и причина указанных выше ошибочных утверждений Г.Б. Ферштатера, что взаимодействие гранитной магмы с вмещающими породами ограничивается только их ксенолитами.

При изложении своей теории «обрушения кровли», Р. А.Дэли (как и другие геологи того времени) также констатировал, что постепенные переходы от гранитов к боковым породам наблюдается редко. Но он дал этому факту и объяснение: «Обыкновенно между интрузией и боковыми породами нет вполне очевидного химического родства. Главные контакты отчасти образуются уже после того, как магма успела несколько остыть. Присутствие ксенолитов в местах их видимого расположения указывает, без сомнения, что включающие магмы уже почти остыли в то время, когда глыбы оторвались от стенок или кровли камеры... Гораздо большее значение имеет то обстоятельство, что обрушение в более ранние периоды, когда магма обладала еще могучей растворяющей энергией, отрывало от кровли или стенок участки синтетических пород тотчас после их образования. Кровля, стенки и ксенолиты могут быть в общем свободны от синтетических элементов, потому-что период обрушения длится дольше, чем период растворения. Быть может наибольшее психологическое значение гипотезы обрушения и заключается в том, что она не допускает пользоваться этим затасканным аргументом против ассимиляции... Таким образом по разным причинам все химические доказательства в пользу или против краевой ассимиляции, вообще говоря, оказываются не прямыми» (35, с.80).

Представления Р.А. Дэли о продвижении гранитоидной магмы путем обрушения пород кровли были в основном подтверждены исследованиями Г. Клооса, но на примере ряда плутонов им было показано, что погружение обломков кровли в магму, как предполагал Дэли, не происходило, а наоборот, наблюдается их некоторое поднятие. По расположению отдельных обломков и глыб в массе гранита ему даже удавалось реконструировать былые куполовидные формы в сводовых частях формировавшихся плутонов. Однако, Г. Клоос не дал объяснение, почему же, если вторгалась действительно глубинная магма, обломки и глыбы вмещающих пород смогли сохранить свое исходное, взаимно согласное расположение.

Фактический материал, подтверждающий, что обрушение кровли Магнитогорского массива происходило в процессе роста магматического купола, содержится и в работе Г.Б. Ферштатера. Так на с. 23 он пишет, что помимо послегранитных и послерудных разломов, часть из них «связана с разломами кровли при подъеме гранитной магмы» (138). К ним он относит нарушения, примыкающие с запада к массиву г. Магнитной. «На широте Магнитогорского месторождения эти нарушения имеют субширотное простирание, к северу от него северо-западное, а к югу - юго-западное. Вдоль некоторых из них наблюдаются дайки (апофизы ? -В.П.) гранит-порфиров и гранитов» (там же). Крутой контакт гранитов со скарнированными известняками рудовмещающей толщи и подстилающими их порфиритами, вскрытый Главным карьером Магнитогорского месторождения, который рассматривался нами в отчете по съемке как «доинтрузивный», скорее всего также является результатом обрушения кровли Магнитогорского купола в процессе его разрастания. С такой же позиции мы рассматриваем и весь обширный субмеридиональный провес кровли между Московским и Куйбасовским массивами, который, располагаясь в сводовой части Магнитогорского плутона, фиксирует собой область максимального растяжения его кровли. А ныне он, на наш взгляд, ошибочно, трактуется как прогиб доинтрузивной складчатости (138, с.40). Морфогенетически эта ситуация близко напоминает процесс формирования Рейнского свода (рис. 22), в свое время детально исследованного Г. Клоосом (1939). «При этом примечательным было то, что Г. Клоос не считал, чтобы в процессе развития свода обязательно должна была возникать открытая полость... Наоборот, его эксперименты и теоретические расчеты подтверждали представление о том, что грабен в центральной части свода возникает даже при очень малом общем растяжении и при небольшой высоте свода, при очень большом радиусе его кривизны... Строение такого грабена обычно ступенчатое в поперечном сечении, а в плане его окончания имеют вид «ласточкина хвоста», расщепленного в области погружения удлиненного свода», - пишет в своей книге «Палеовулканология» И.В. Лучицкий (1985 г.). В последующем экспериментальными исследованиями И. В. Лучицкого и П. М. Бондаренко (68) была подтверждена возможность образования таких сводов, именно «вследствие увеличения объ-

ема при расплавлении твердых пород и превращении их в магму» (67, с.179). Наши заключения о формировании Магнитогорского плутона, иллюстрированные рисунком 14, позволяют предполагать, что и развитие грабена в сводовой части его было обязано, скорее всего, такому же процессу.

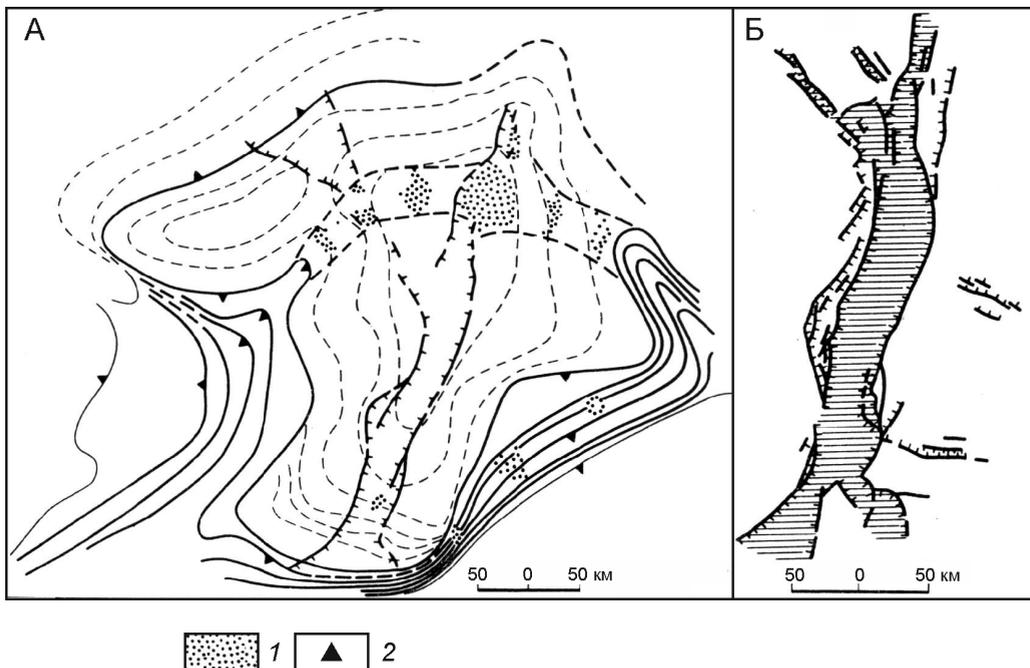


Рис. 22. А - Рейнский свод (Г. Клоос, 1939):

1 - вулканические области, 2 - изогипсы свода. Б - грабен свода.

5. К вопросу о геологических процессах, ведущих к образованию скарново-магнетитовых месторождений Магнитогорского плутона

У нас нет сомнений относительно источника железа в рудах Магнитогорских скарново-магнетитовых месторождений. Это породы, вмещающие плутон. Такая мысль впервые возникла у нас в ходе геологической съемки, когда было установлено широкое развитие в контактовом ореоле плутона процессов щелочного метасоматоза, в результате которых из пород основного состава выносилось железо в количествах, вполне сопоставимых с запасами руд на известных к тому времени месторождениях (Потапьев, 1958). Позже такие же суждения с соответствующими подсчетами стали приводиться и по другим железорудным районам Урала и Зауралья (Л. Н. Овчинников, 1960; Е.И. Каминская, 1960; Я.П. Баклаев, 1963, 1972, 1996; Ю.А. Полтавец, 1978; А.М. Дымкин, 1966). Но в то время сам механизм концентрирования железа исходных пород в руды для нас оставался не ясен, а с идеями Ф.Н. Шахова « о происхождении гранитных магм и рудных месторождений» (1956, 1960)

тогда еще не был знаком. Все указанные выше авторы также ограничивались высказыванием самых общих соображений о возможном участии в рудах железа пород, вмещающих гранитоидные массивы, сопровождая их своими расчетами. При этом основное внимание всегда было направлено исключительно на «осветленные» породы («метасоматические роговики»), образовавшиеся по породам основного состава и залегающие в непосредственной близости к рудным телам. «В пределах оконтуренных площадей месторождений», - уточняет наиболее последовательный выразитель этих взглядов Я.П. Баклаев. «Таким образом, - пишет он, - осветленные породы являются не только весьма важным поисковым признаком контактово-метасоматического оруденения, но и одним из факторов, определяющих его локализацию, ибо железо, выщелоченное из вулканогенных пород, идет здесь же на образование рудных залежей. Объемы пород, затронутых интенсивным осветлением, нередко прямо пропорциональны масштабам рудоотложения» (11, с.12). Но при этом всеми, без исключения, указанными исследователями упускалось из вида, что в пределах системы «рудная залежь-околорудное пространство» вынос железа из осветленных пород в процессе метасоматоза, развивавшегося в условиях высоких температур, мог быть направлен только в стороны более низких температур (2-ой закон термодинамики). То есть железо при этом должно было рассеиваться.

Изложенный материал по Магнитогорскому плутону, а также те выводы, к которым мы приходили при расчете баланса вещества в процессе формирования Каркаралинского плутона, убеждают, что непосредственным источником железа скарново-магнетитовых месторождений служили не «осветленные» породы, а образующаяся по вмещающим породам палингенная магма. Ибо только процесс прохождения исходными породами состояния расплава мог привести к обогащению железом флюидов разрастающихся магматических куполов. И, соответственно, к возникновению скарново-магнетитовых руд, когда избыточное по отношению к эвтектоидному составу гранитной магмы железо с флюидами покидало силикатный расплав. Так думал и Ф.Н. Шахов, предполагая в своих обзорных статьях на эту тему, что рудоносные растворы, «уходят в момент пространственного обособления анхизвектического расплава» (151, с.122). Но он считал, что главным источником рудоносных растворов были гибридные зоны гранитоидных плутонов, с чем мы не могли согласиться.

Вынос железа из магмы в процессе разрастания магматических куполов был несомненно длительным. А.Н. Заварицкий указывает на факты отложения магнетита в миаралитовых пустотах гранита (138, с.174, 258, 590), то есть на самых последних стадиях раскристаллизации магмы в гранит. И одновременно им указываются факты пересечения «жилами аплита и соответствующего порфира» залежей руды и гранатовых пород, что он наблюдал на горе Магнитной, «особенно ясно в руднике Дальнем» (с.589). Хороший пример такого же рода дает и Дмитровское месторождение (рис. 15), выявленное уже после наших работ по геологическому картированию.

Анализируя результаты своего картирования контактового пояса гранитного массива горы Магнитной (см. рис.19), А.Н. Заварицкий пишет: «Мы могли выделить в нем несколько зон, располагающихся довольно правильно одна за другой по мере удаления от массива. Сравнивая эти зоны нельзя не заметить ослабления феррификации с удалением от массива. В ближайшей к нему зоне рудоносной толщи видим переслаивание магнитного железняка со скарнами, в следующей зоне зернистых гранатовых пород скопления руды редки, наоборот, здесь появляется целый ряд островков мрамора, окруженных гранатовой породой. Еще дальше от массива метаморфизм выражен еще слабее, и вместе с тем, здесь еще в меньшей степени видно развитие железосодержащих метаморфических минералов (главным образом граната). Существует, как мы видим, прямая зависимость между близостью той или иной зоны контактового пояса к массиву изверженной породы, интенсивностью метаморфических изменений и количеством железа, заключенного в породах, которые образуют эту зону»(138, с.585). Такое строение контактового пояса, по заключению А.Н.Заварицкого, является одним из самых главных доказательств выноса железа из магмы.

Обязательным условием образования скарно-магнетитовых месторождений является высокий прогрев пород, по которым развивались скарны, писал Ф.Н. Шахов в 1947 (см. 150, с. 102). В Магнитогорском плутоне на длительно развивавшийся высокий прогрев пород экзоконтактовой зоны указывают многократно описанные уже после наших работ случаи перерастания нормального контактового метаморфизма пироксеновой и пироксен-амфиболовой фации в процесс метасоматоза с активным участием щелочей, особенно калия, который вел к образованию пород, приближающихся по составу к гранитам. Это хорошо отражено и на разработанной уральскими геологами схеме последовательности в развитии процессов метаморфизма и рудообразования в Магнитогорском рудном поле (см. рис.5). Но есть к ней существенное замечание. «Ведущим фактором в процессе образования горнфельзов является перекристаллизация, сопровождающаяся, возможно, значительным привносом вещества и особенно интенсивно проявляющаяся в момент максимального прогрева интрузивом вмещающих его пород. В это время образовавшийся минеральный комплекс можно рассматривать как явление, венчающее процесс перекристаллизации. Между тем образование скарнов связано с процессом интенсивной миграции эманаций через прогретые породы в период начавшегося охлаждения. Скарнообразование следует рассматривать как явление, во времени и пространстве наложенное на процесс нормального контактового метаморфизма» - писал еще в 1947 году Ф.Н. Шахов (150, с.102). Поэтому приведенную выше прогнозную формулу Я.П.Баклаева следует изменить так: «если железо вулканогенных пород является важнейшим фактором образования скарно-магнетитовых руд, то интенсивность осветления пород вследствие выноса железа можно использовать только как важный поисковый критерий.

Переход от процесса контактового метаморфизма к процессу образования

скарново-магнетитовых руд, совершался, очевидно, внезапно, будучи «как явление во времени и пространстве» наложенным на него» (Ф.Н. Шахов, 1947). Геологические наблюдения свидетельствуют, что массовое выделение магмой железоносных растворов при формировании Магнитогорского плутона совпадало во времени с остановкой роста его куполов. И вызывалось, вероятно, как и при переходе от регионального метаморфозу к нормальному контактовому, также обрушением их кровли, окончательно завершающим процесс роста магматического купола. Доказательства выделения магмой железоносных флюидов именно в момент обрушения кровли купола имеются не только на Магнитогорском месторождении, но и на месторождении Малый Куйбас. На геологических разрезах его видно, что очень разнообразные по форме жило- и линзообразные рудные тела в большей части приурочены к апикальной части купола, а там следуют тем же разрывным нарушениям, по которым происходило разрушение его кровли с проникновением в породы кровли апофиз гранитов (рис. 4 и 7). Примечательно, что к такому же выводу по материалам изучения многих месторождений скарново-магнетитовой формации Урала и Зауралья приходит и Я.П. Баклаев, хотя он и придерживается традиционных представлений о глубинном источнике гранитной магмы. Наблюдаемому расположению рудных тел по отношению к массивам гранитов он также находит объяснение в том, что «предрудные разрывные нарушения возникали одновременно с внедрением интрузии» (14). Точнее сказать - с разрушением кровли купола.

На массовый характер выделения флюидов из магмы при разрушении кровли куполов указывают и их порою очень мощные (до ста и более метров) эндоконтактовые зоны, сложенные гранитами мелко- и тонкозернистой структуры. Естественно, что интенсивность разрушения кровли куполов плутона не могла не сказаться и на масштабах ассоциированного с ними оруденения. В подтверждение этого сошлемся на работу П.С. Прямоносова «по геологическим рудоконцентрирующим факторам скарново-магнетитовых месторождений», в которой он констатирует: «большинство уральских скарново-магнетитовых месторождений, в том числе все крупные и средние локализируются в местах резко несогласных контактов интрузивов с вмещающими породами» (101, с.38). Примечательно, что и самая большая залежь скарново-магнетитовых руд в пределах Магнитогорского рудного поля была вскрыта Главным карьером на Магнитогорском месторождении как раз там, где она сопряжена с крупным крутым разломом кровли Магнитогорского купола (см. выше). Обязательность фактора разрушения кровли магматических куполов, как важнейшего условия, необходимого для массового выделения железоносных растворов, подтверждается и тем обстоятельством, что в ассоциации с гранитными куполами регионального метаморфизма, согласно облекаемыми кристаллическими сланцами, где массового обрушения кровли не происходило, при всех прочих равных геологических условиях, месторождений скарново-магнетитовых руд не бывает.

Разрушение кровли по всему фронту формирования Магнитогорско

плутона вряд ли могло быть одновременным. Более вероятно, что оно происходило автономно, по мере разрастания магматических куполов, и находилось в прямой зависимости от близости их апикальных частей к дневной поверхности. С таким выводом согласуются и расчеты В.Д. Старкова (1986), которые показали, что по динамическим условиям палингенного образования гранитоидных плутонов на глубинах порядка 2-4 км максимально возможные размеры площади магматических очагов над апикальной поверхностью крупных плутонов не могли превышать 50 кв. км. Иначе, - пишет он, - была бы взломана вся кровля плутона.

Сейчас уже можно уверенно говорить, что источником железа в рудах скарново-магнетитовых месторождений являются породы, непосредственно вмещающие гранитоидные плутоны. Но интуитивно такой вывод напрашивался давно. К примеру, когда в тридцатые годы прошлого столетия обсуждались перспективы рудной базы для проектируемого, а затем и строящегося Западно-Сибирского Metallургического Комбината, наиболее видные исследователи Тельбесского железорудного района в Кузбассе (В.А.Обручев, П.П. Гудков, М. А.Усов) уже тогда обратили внимание на сходство в его геологии с районами скарново-магнетитовых месторождений восточного склона Урала, в первую очередь именно по признаку широкого распространения в них вулканических пород (132). Что и подкрепляло их уверенность в своих прогнозах. А самое приемлемое объяснение этому обстоятельству, как видим, может быть дано только с позиции палингенного образования гранитной магмы. Обоснованность такого заключения можно проверить также расчетом баланса железа, содержащегося во вмещающих породах, в образовавшихся по ним гранитах и в рудах, на примере Магнитогорского месторождения.

За исходную позицию примем, что площадь выхода гранитов Магнитогорского купола на дневную поверхность составляет 6,3 кв.км. (Г. Б.Ферштатер, 1966). Радиус круга такой площади - 1,4 км. Посчитаем, что с глубиной купол расширяется примерно под углом 70 гр. (см. геол. разрезы). Графическим построением определяем, что на глубине около 1 км (мощность «порфиритовой» толщи) радиус горизонтального сечения купола увеличиться до 2,2 км, а площадь до 13,8 кв.км. Зная площадь выхода гранитов на дневную поверхность и площадь его среза на глубине в 1 км, определяем усредненную площадь горизонтального среза на весь интервал купола в 1 км, что составляет 10,5 кв. км. Затем определяем и весь объем горных пород, замещенных гранитом, который составляет 10,5 куб км. При плотности вулканических пород основного состава около трех получаем вес замещенных гранитной магмой пород - 31,5 млрд. тонн.

Средние содержания железа в порфиритах: Fe_2O_3 - 6,0, FeO - 4,3% вес.% (138, табл.24). При пересчете Fe_2O_3 на FeO получаем среднее содержание железа в порфиритах в форме простого окисла - 16,3 вес.%. Средние содержания в гранитах купола Fe_2O_3 - 1,7, FeO - 1,7 (138, табл 24), при пересчете на общее

содержание его в форме FeO - 5,1 вес.%. Отсюда доля железа, которое могло освободиться в процессе замещения профиритов гранитами, оценивается в форме FeO в 11,2 вес. %, что составляет 3,42 млрд. тонн или 2,39 млрд тонн чистого железа. .

На Магнитогорском месторождении за время эксплуатации с 1929 по 1968 год было добыто 430 млн тонн руды со средним содержанием железа 52,2%, а запасы руды со средними содержаниями железа от 25 до 65 % по оценкам 1984 года составляли 6 млн тонн (данные металлургического комбината), что в целом подтверждало прогнозные оценки А.Н.Заварицкого (500 млн.тонн руды), сделанные им еще на ранней стадии изучения месторождения.

Из приведенных расчетов следует, что в рудах Магнитогорского месторождения содержалось всего лишь около 10% железа, которое могло быть выделено из пород порфиритовой толщи при замещении их гранитами Магнитогорского купола (500 млн тонн руды со средним содержанием железа в рудах около 50%). Конечно, выполненные расчеты грубы и приблизительны, но и они показывают, что для образования Магнитогорского месторождения было более чем достаточно железа, содержащегося в порфиритах. Большое расхождение в количестве железа исходных пород и в рудах месторождения объясняется не только тем, что в расчетах учитывались лишь кондиционные руды. В расчет не входило железо бедных и не промышленных рудных залежей, а также железо гранатовых скарнов, огромные масштабы распространения которых видны на рис. 18. Не учитывалось также железо фронтов дебазификации-базификации пород контактного ореола, о существовании которых можно судить как по наблюдениям в обнажениях, так и при изучении пород контактного ореола в шлифах. Так, из описаний А.Н.Заварицким «диапсидовых (салитовых) диоритов» (п. 2.1) следует, что уже на этапе нормального контактового метаморфизма пород основного состава (габброидов и порфиритов) процесс замещения авгита диапсидом сопровождался выносом железа. Еще более миграция железа с развитием фронтов дебазификации и базификации усиливалась при перерастании нормального контактового метаморфизма в процесс гранитизации. Нужно принять во внимание и то обстоятельство, что развитие этих фронтов происходило в течении всего длительного времени разрастания магматического купола на высоту более 1 км. Освобождаемое в процессе гранитизации железо вмещающих пород, без прохождения ими фазы магматического состояния, как уже указывалось, не могло существенно участвовать в образовании скарново-магнетитовых рудных тел. Но это железо могло создавать разного масштаба скопления во внешних зонах контактового ореола, примером чего могут служить описанные А.Н. Заварицким «апотуфы» Айдарлы, характеризующиеся развитием в них значительных скоплений гематита. Исследования в этом направлении несомненно имеют большое практическое значение. Сошлемся на острую дискуссию, которая завязалась после обнаружении на периферии некоторых скарново-магнетитовых рудных полей Южного Зауралья пластообразных за-

лежей гематит-магнетитовых руд (Я.П.Баклаев, 1972). Высказывалось предположение, что изначально это были гематит содержащие вулканогенно-осадочные образования, испытавшие впоследствии метаморфизм. Но это положение легко оспаривалось тем фактом, что несмотря на обилие в рудных телах этих месторождений разнообразных реликтов вулканических и осадочных пород с явными признаками их постепенного замещения рудным веществом, «нигде не наблюдалось реликтов гематитсодержащих терригенных или вулканогенных пород, в связи с метаморфизмом которых якобы находится образование магнетитовых руд» (там же, с.11).

Список литературы

1. Абрамов С.С. Образование высокофтористых магм путем фильтрации флюида через кислые магмы. Петрология, 2004, т.12.
2. Абушевич В.С., Сырицо Л.Ф. Изотопно-геохимическая модель формирования гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье. С.-Пб. Наука, 2007.
3. Авдеенко А.А. Поведение изотопно-кислородной системы в процессах контаминации магм и взаимодействия «флюид - порода» (на примере неогеновых гранитоидов и минерализованных вод района Кавказских Минеральных Вод). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук, 2009.
4. Аникеева Н.Ф. Каркаралинский интрузивный комплекс. М. Наука, 1964.
5. Андрусенко Н.И., Потапьев В.В. Особенности магматогенно-гидротермального формирования серебро-порфирового месторождения Большой Канимансур // Синтез минералов и методы их исследования. Тр.ВНИИСМС, т. XV1. Александров, 2000.
6. Арапов В.А. Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. Ташкент. ФАН, 1983.
7. Аристов В.А. Условия локализации золото-серебряных месторождений Дукацкого рудного района. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-минер. наук. М., 1999.
8. Аристов В. В., Смутьский И.Я. Структура и условия образования интрузива рудоносных мусковитовых гранитов. Изв. вузов, серия геологии и разведки. 1961, № 9.
9. Байков В.Н., Базиль В.Ф., Краснов Е.Г. и др. История изучения и очерк геологического строения Вост. Карамазара // Рудные поля Карамазара, т.2. Душанбе, 1972.
10. Бакиров А. Б. Добрецов Н.Л. Метаморфический комплекс Восточной части Средней Азии. Тр. ИГиГ СО РАН, Новосибирск, 1972.
11. Баклаев Я.П. Главнейшие закономерности размещения железорудных контактово-метасоматических месторождений на Урале. Геол.рудн. м-ий, 1972, № 4.
12. Баклаев Я.П. Контактново-метасоматические месторождения железа и меди на Урале. М. Наука, 1973.
13. Баклаев Я.П. К металлогении скарново-магнетитовых месторождений на Урале // Скарново-магнетитовые месторождения Урала. Свердловск, 1978.
14. Баклаев Я.П. Металлогения скарново-магнетитовых месторождений Урала (препринт). Екатеринбург. Ин-т геологии и геохимии УНЦ РАН, 1996.
15. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М. Госгеолтехиздат, 1954.
16. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М. Наука, 1977.

17. Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б. 1979. Редкометалльные гранитовые формации. Л. Недра, 1979.
18. Беус А.А. Геохимия литосферы. М. Недра, 1972.
19. Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. МИР, 1984.
20. Бубнов С. Основные проблемы геологии. М-Л. ОНТИ, 1934.
21. Вейншенк Э. Спутник петрографа. М-Л. ОНТИ, 1935.
22. Величин В.И., Власов Б.П. Купольные структуры и гидротермальные урановые месторождения Рудных Гор (ФРГ). Геология рудных м-ий. 2001, № 1.
23. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М. МИР, 1969.
24. Волах Р. Геохимические особенности фтора и воды в изверженных породах Земной коры. Геохимия, 1967, № 6.
25. Гердт Г. Геология Анд. М. ИЛ, 1959.
26. Гольдшмидт В.М. Типы семейств изверженных пород. Основные идеи геохимии, в.1. Л. Госхимтехиздат, 1933.
27. Гребенников А.М. Спокойнинское вольфрамовое месторождение. Месторождения Забайкалья, т.5, кн. 1. Чита-М. Геоинформ, 1995.
28. Грубенман У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. Л-М. Георазведиздат, 1933.
29. Дембо Т.М. Выступление на Первом Всесоюзном Петрографическом Совете // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М. АН СССР, 1955.
30. Дембо Т.М. Явления анатексиса, гибридизма и ассимиляции в каледонской гранодиоритовой интрузии северной части Кузнецкого Алатау. Советская геология. 1956, №51.
31. Дженкс У. П. Перу. Очерки по геологии Южной Америки. М. ИЛ, 1955.
32. Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., и др. Основные закономерности распространения фаций регионального метаморфизма на территории СССР. Геология и Геофизика, 1965, № 4.
33. Добрецов Н.Л. Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др. Фации метаморфизма. М. Недра. 1970.
34. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. и др. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М. Недра. 1972.
35. Дэли Р.А. Магматические горные породы и их происхождение. Часть 2. М. Гостехиздат, 1920.
36. Дымкин А.М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск. Наука, 1966.
37. Елисеев Н.А. Структурная петрология. Л. Изд-во ун-та. 1953.
38. Жуланова И.Л. Методология познания вулканизма: геодинамика или геосинэргетика? Вулканизм и геодинамика // Материалы Второго Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург. 2003.
39. Заварицкий А.Н. Гора Магнитная и её месторождения железных руд. Избр. тр., т.3. М. 1961.
40. Золоев К.К., Корольков А.А., Перваго В.А. Магнитогорский железорудный район. Геология СССР, т. X11. М. Недра, 1973.

41. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. М. Недра, 1988.
42. Каталог интрузивных массивов Узбекистана. ч.2. Ташкент. 1975.
43. Каминская Е.И. Случай метасоматического изменения порфиритов в порфиры (г. М. Куйбас, Ю. Урал) // Записки Российского минералогического общества, ч.85, в. 4, 1956.
44. Каминская Е.И. О возможном участии ороговикованных диабазов в образовании магнетитовых руд на г. Малый Куйбас. Геология рудных месторождений. 1960, № 3.
45. Коваленко В.Н., Коваленко Н.И. О роли флюидов при формировании редкометальных месторождений // Флюиды в магматических процессах. М. Наука, 1982.
46. Коновалов Ю.Ф., Попов О.Г., Кухмазов С.У. и др. Глубинное строение сейсмоопасной зоны Кавказских Минеральных Вод. Разведка и охрана недр. 2001, № 2.
47. Константинов М.М., Калинин А.И., Наталенко В.С. и др. // Геология рудных месторождений, 1955, т.37, № 4.
48. Конышев А.А., Аксюк А.М. Экспериментальное исследование растворимости кварца в системе K_2O -HF и возможный механизм окварцевания вмещающих пород на примере природных объектов. Вестник ОНЗ РАН, т. 3. Черноголовка, 2011.
49. Коржинский Д.С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях // К 70-летию со дня рождения академика Д.С.Белянкина. М. Изд-во АН СССР, 1946.
50. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение. Известия АН СССР, Сер. геол. 1952, № 2.
51. Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М. Изд-во АН СССР, 1953.
52. Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкоркового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме // Кора и верхняя мантия Земли. М. Наука, 1968.
53. Коржинский Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М. Наука, 1972.
54. Кориковский С.П. Гранитизация как универсальный механизм анатектического гранитообразования в амфиболитовой и гранулитовой фациях. // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. М. изд-во ИГЕМ РАН, 2010.
55. Костицын Ю.А. Накопление редких элементов в гранитах. Природа. 2001, № 1.
56. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М. Недра, 1964.
57. Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. Геология. и геофизика, 1967, № 10.

58. Кукушкин О.А., Матиас В.А. Флюорит, как индикатор внутренней зональности и рудоносности редкометальных гранитов Орловского танталового месторождения. Геохимия. 2004, № 7
59. Ларин В.Н. О роли водорода в строении и развитии Земли // Научные собрания, вып. 6. М, ИМГРЭ. 1971.
60. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Проблемы генезиса магматических пород и пути к её разрешению. Л. Изд-во АН СССР. 1934.
61. Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А. Петрографический словарь. Л.-М. ОНТИ, 1937.
62. Лишневский Э.Н. Опыт объемного геологического картирования. Комсомольский рудный район // Объемное геологическое картирование редкометальных рудных районов. Л. Недра, 1981
63. Лишневский Э.Н. Региональные структурно-плотностные неоднородности архейского фундамента Карелии в свете гравиметрических данных. Геотектоника. 1998, № 3.
64. Лишневский Э.Н. Раннедокембрийские граниты: трехмерные фигуры и положение в структуре земной коры (на примере Карелии). Геотектоника. 2001, № 1.
65. Лишневский Э.Н., Бескин С.М. Объемное строение оловорудных и редкометальных районов // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М. Недра, 1986.
66. Лишневский Э.Н., С.Ю. Гаршаник. Объемное строение Баджалского оловорудного района в Приморье. Геология рудных месторождений, 1992, № 1.
67. Лучицкий И.В.. Палеовулканология. М. Наука, 1985.
68. Лучицкий И.В, Бондаренко П.М. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий Байкальского типа. Геотектоника. 1967, №2.
69. Маракушев А.А. Петрология. Изд. МГУ, 1988.
70. Маракушев А.А. Петрогенезис. Изд. МГУ 1988.
71. Мейсон Р. Петрология метафорических гор. М. МИР, 1981.
72. Мельник О.Е., Бармин А.А. 2003. Моделирование динамики вулканических извержений методами механики многофазных сред. // Вулканизм и геодинамика. Материалы Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003.
73. Менерт. К. Новое о проблеме гранита. М. ИЛ, 1963.
74. Моссаковский А.А. Эндогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. М. ГИН. 1975. в.266.
75. Муньос Х. Кристи. Чили // Очерки по геологии Южной Америки. М. ИЛ, 1959.
76. Нагибина М.С. К методике исследования эволюции магматических формаций в истории Земли. Бюл. МОИП. 1989, т. 64.
77. Никольский А.П. О генезисе оловоносной гранитоидной формации. Сов. Геол. 1941, № 4.

78. Никольский А.П. Гранитоиды Алтая и Калбы. Сов. геол. 1948, № 31.
79. Носова А.А., Сазонова Л.В., Докучаев А.Я. и др. 2005. Неогеновые поздне-коллизийные субщелочные гранитоиды Кавказских Минеральных Вод. Петрология, 2005, т.13, №2.
80. Овчинников Л.Н. Абсолютный возраст некоторых изверженных, метафорических и осадочных образований Урала. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957, №10.
81. Овчинников Л.Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Тр. Горно-геол. ин-та. В. 39. Свердловск, 1960.
82. Овчинников Л.Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963.
83. Павлинов В.Н. Общие черты строения лакколлитов района Кавказских Минеральных Вод. Тр. МГРИ, т.23, 1948.
84. Павловский Е.В. Краткий очерк докембрия нижнего палеозоя Шотландских Нагорий. Изв. АН СССР, сер. геол. 1958, № 6.
85. Питчер У.С. Общий обзор проблемы // Природа метаморфизма. М. Мир, 1967.
86. Полканов А.А. Несимметричная дайка с побережья Кольского фиорда. Изв. Геолкома, т. XL111, 1924, № 7.
87. Полтавец Ю. А. Полтавец З. И. Околорудная зональность на месторождениях скарново-магнетитовой формации // Скарново-магнетитовые месторождения Урала. Свердловск, 1978.
88. Поляков В. Скарны и пегматиты Каркаралинского плутона // Тезисы докл. научн. конф студ. и аспирантов Новосибирского университета, 1971.
89. Попов Н.В., Добрецов Г.Л. Петрология полихронных плутонов (на примере Джунгарского Алатау). Новосибирск, Наука, 1982.
90. Попова З.Г. Новые данные о нижнем карбоне Магнитогорского синклиория. ДАН СССР, 1963, т.50, №1
91. Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, Наука, 1973.
92. Потапьев В.В. О результатах геологической съемки в Магнитогорском районе. Информ. письмо Урал. Геол. Управл. 1957.
93. Потапьев В.В. К вопросу о геологическом строении Магнитогорского района и направлении поисково-разведочных работ на железные руды. Свердловск. Информ. Бюл. Урал. Геол. Управл, 1958.
94. Потапьев В.В. Граниты Колыванского массива и связанное с ними оруденение // Геол. и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, Наука, 1965.
95. Потапьев В.В. Внутреннее строение и рудоносность мезозойского (Хангайского) гранитного массива // Гранитные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск, Наука, 1971.

96. Потапьев В.В. Признак магматического замещения в контактовых ореолах позднепалеозойских субвулканических риолитов Центрального Карамазара // Бюл. Мост. О-ва Исп. Природы. т. 64, вып. 5, 1989.
97. Потапьев В.В. Некоторые особенности процесса формирования рудоносного массива субвулканических риолитов в Центральном Карамазаре // Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ. Новосибирск, Наука, 1989.
98. Потапьев В.В. Интрузивный риолитовый комплекс Центрального Карамазара (Ср. Тянь-шань), в связи с вулканическими, гранито- и рудообразующими процессами. М. Эпикон, 2003.
99. Потапьев В.В., Маликова И.Н. Баланс вещества в процессе формирования Каркаралинского плутона. Новосибирск, Наука 1974.
100. Потапьев В.В., Кочнева Н.Т. Признаки скрытой Янгибад-Гушсайской сквозной структуры // Сквозные рудоконцентрические структуры, М. Наука, 1989.
101. Прямоносов П.С. Геологические рудоконцентрирующие факторы - основа прогнозирования скарново-магнетитовых месторождений // Скарново-магнетитовые м-ия Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1978.
102. Пушаровский Ю.М. Строение, энергетика и тектоника мантии // Вестник РАН, Т. 75, № 1976, 2005.
103. Раген Э. Плутонические породы. М. МИР, 1972.
104. Раген Э. Геология гранита. М. Недра, 1979.
105. Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. М. Недра, 1970.
106. Рид Х. Размышления о граните. // Проблемы образования гранитов. М. ИЛ, 1949.
107. Розенбуш Г. Описательная петрография. М. Горгеонефтеиздат, 1934.
108. Робертс Дж. Внедрение магмы в хрупкие породы // Механизм интрузии магмы. М. ИЛ, 1972.
109. Савва Н.Е. Дукат // Очерки металлогении и геологии рудных месторождений Северо-Востока России. Магадан, 1994.
110. Сазонова Л.В., Носова А.А., Докучаев А.Е. Латитовый тип позднеколлизийных гранитоидов (Сев. Кавказ). ДАН СССР, № 2, 2003.
111. Саттон Д.Ж. О некоторых структурных проблемах Шотландских Нагорий // Тр. междунар. геол. конгресса. В.2. М. ИЛ, 1963.
112. Семенов Н.П. Генетическая классификация метафорических пород и процессов // Магматизм и связь с ним полезн. ископ. М. Изд. АН СССР, 1960.
113. Сергеев О.П., Скопина Н.А., Баклаев Я.П., Попов Б.А. 1989. Магнитогорское рудное поле // Скарново-магнетитовая формация Среднего и Южного Урала. Свердловск, 1989.
114. Сиротин К.М., Семенова В.Г., Карпов А.М. Петрохимические особенности гранитоидов бассейна р. Суундук на Восточном склоне Урала // Уч. Зап. Саратовского. у-та, т. 67. 1961.
115. Слободской Р.М. Восстановительные интрателлурические флюиды и формирование гранитоидных батолитов. Геология и Геофизика, №5, 1979.

116. Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд-во. ЛГУ, 1949.
117. Соболев В.С. О роли давления при минералообразовании. Львов, Минерал. сб. геол. общ-ва, №3, 1961.
118. Соболев В.С. О давлении при процессах метаморфизма // Физ.-хим. пробл. форм. горных пород и руд, т.1. М. Наука, 1961.
119. Соболев В.С. Физико-Химические условия минералообразования в земной коре и мантии. Геол. и геофиз. №1, 1964.
120. Соболев В.С. Добрецов Н. Л. Хлестов В.В. и др. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры // Проблемы кристаллохимии и эндогенного минералообразования. Л. Наука, 1967.
121. Соболев В.С. О генезисе лейцитовых пород. Док. АН СССР т.194, № 4, 1970.
122. Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Добрецов Н.Л. и др. Физико-хим. условия глубинного петрогенезиса. Геол. и геофиз. № 4, 1970.
123. Соболев И.Д. Основные черты и проблемы геологического строения Урала // Рудная база Урала. М, Наука, 1972.
124. Соболев Н.Д., Лебедев-Зиновьев А. А, Назарова А.С. и др. Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод. Тр. ВИМС, М. 1959.
125. Сорохтин О.Г. Ушаков С.А. Развитие Земли. М. Изд-во МГУ, 2002.
126. Старков В.Д. Влияние горизонтального давления на глубину анатектического процесса // Ежегодн. Ин-та Геологии и Геохимии УНЦ АН СССР, Свердловск, 1986.
127. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых. М. Изд. МГУ.
128. Тернер Ф. Эволюция метафорических пород. М. ИЛ, 1951.
129. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М. ИЛ, 1961.
130. Тетяев М.М. Основы геотектоники. Л. ГОНТИ, 1941.
131. Тиррель Г.В. Основы петрологии. М-Л, ГОНТИ, 1932.
132. Усов М.А. Тельбесский железорудный район. Изв. Сиб.. Отдел. Геолкома, в.5. Томск, 1927.
133. Усов М.А. Геология рудных месторождений Западно-Сибирского Края. Томск. Изд. Геолого-Геодез. Треста, 1935.
134. Устиев Е.К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации. Известия АН СССР, сер. геол. 1963, № 12.
135. Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метафорические фации. М. ИЛ. 1962.
136. Ферштатер Г.Б. Основные черты интрузивного комплекса Магнитогорского рудного поля // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 3. Свердловск, УФ АН СССР, 1963.

137. Ферштатер Г.Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск. УФ АН СССР, 1966.
138. Ферштатер Г.Б., Скопина Н.А. 1971. О механизме формирования габбро-гранитных массивов Магнитогорского комплекса на Ю. Урале. ДАН СССР. т.201, № 4. 1971.
139. Ферштатер Г.Б., Флерова К.В. Новое геологическое доказательство генетической связи габбро и гранитоидов в Магнитогорском массиве // Ежегодник ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1976.
140. Филиппов В.А. О механизме становления гранитоидов Калба-Нарымского плутона в Юго-Зап. Алтае. ДАН СССР, т. 201, № 4, 1971.
141. Харкер А. Метаморфизм. М. Изд-во Главзолото, 1937.
142. Хольтедаль У. Геология Норвегии, т.1.М. ИЛ, 1957.
143. Шатский Н.С. Избр. Труды, т. 2. М, Наука, 1964.
144. Шахов Ф.Н. Материалы к геологии месторождений вольфрама и бериллия на Алтае. Проблемы Советской Геологии, № 9, 1934.
145. Шахов Ф.Н. К теории контактовых месторождений. Тр. Горно-геол. ин-та Западно-Сибирского Филиала АН СССР, в.1. Новосибирск, 1947.
146. Шахов Ф.Н. К вопросу о происхождении гранитных магм. Минералогич. сборн. Львовского геологического общества. 1956, № 10.
147. Шахов Ф.Н. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М. Госгеолиздат, 1960.
148. Шахов Ф.Н. Основные направления научных исследований в золотоносных районах Сибири. Геология и геофизика. 1961, № 10.
149. Шахов Ф.Н. Магмы и руды. Геология и геофизика, 1966, № 10.
150. Шахов Ф.Н. Геология контактовых месторождений. Новосибирск, Наука, 1976.
151. Шахов Ф.Н. Магмы и руды (избр. статьи). Новосибирск, Наука, 1994.
152. Шахов Ф.Н., Чернов В.Г, Потапьев В.В. Зоны пегматоидных включений в роговиках гранитных куполов (Ю.В.Алтай). Геология и геофизика. 1970, № 4.
153. Шемпелев А.Г. Неудавшиеся вулканы Пятигорья // Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург. ИГГ УО РАН, 2003.
154. Эволюция изверженных пород (развитие идей за 50 лет). Сб. статей, посвящ. памяти Н.Л. Боуэна. Перевод с англ. М. МИР, 1983.
155. Юдалевич З.А., Изох Э.П. Кошрабатский интрузив // Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск. Наука, 1975.
156. Anderson G. H. Granitization, Albitization and Related Phenomena in the Northern Inyo Range of Galifornia - Nevada. Bull. Geoll. Soc. Amer., 1937, v. 48.
157. Chinner G. A. The distribution of pressure and temperature during Dalradian metamorphism. Quart. J. Geol. Soc.- London, 1966, vol. 122.
158. Cloos H. Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgange. Brauhschweig, 1920.
159. Cloos H. Das Batholithproblem. Fortschr. Geologie und Paleontologie, Hf. 1. 1923

160. Cloos H. Hebung - Spaltung - Vulkanismus. Geol. Rdsch., 1939, Bd. 30, S. 405-528.
161. Drescher-Kaden F. K. Die feldspat-Quarz-Reaktionsfuge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Heidelberg, 1948.
162. Goldschmidt V. M. Die Konaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Oslo, Vid.-Selsk. Skr., Math.-Naturw. Kl., 1911, № 1
163. Goldschmidt V. M. Die Injektions metamorphose in Stavanger gebite (1920). Vidensk. skrifter. Mat. Nature. 1921, kl. 10.
164. Sahrp I.E. Molibdenium Mineralised breccia Pipe Complex Redwell Basin, Colorado. Econom. Geol. 1978. Vol. 73, № 3.
165. Schachov F. N. Die Geschichte der Vorstellungen uber die Genese der Kontaktlagerstatten. Geologie. Jahrgang 20. 1971. Hf. 4/5.
166. Tischendorf G., Wasternack G., Bolduan H., Bein E . Zur Lage der Granitoberflache im Erzgebirge und Vogtland // Z. Angew. Geol., 1965. Bd.11, Hf.8. S.410-422.
167. Weinschenk E. Vergleichende Studien uber den Kotakaktmetamorphismus. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell. 1902, Bd. 54.

**Отзыв о работе В.В. Потапьева, Ю.П. Бердюгина,
Н. Будановой, А.Н. Захаревич
«Геологическая карта Урала масштаба 1: 50.000,
листы №-40-95-А и № 40-95-В
(Отчет о работах геолого-съёмочной партии за 1956г.)**

В больших работах, проводимых в настоящее время в Магнитогорской рудоносной зоне, направленных на выяснение перспектив этой зоны в целом в отношении железных руд и других полезных ископаемых и перспектив самого Магнитогорского месторождения железных руд, геологическая съёмка выполненная Магнитогорской партией, занимает исключительно важное место. Перед авторами стояли сложные задачи: расшифровать геологическое строение вулканогенных и осадочных толщ пород, вмещающих Магнитогорский интрузивный комплекс. выяснить положение этого комплекса в структуре района, строение его и взаимоотношение с вмещающими породами, затем положение железорудного месторождения и в конечном счете дать современную геологическую карту м-ба 1: 50.000, как геологическую основу для поисковых, поисково-разведочных работ и для выявления всех промышленных перспектив Магнитогорского месторождения, а также непосредственно прилегающей к нему территории.

Эту основную и другие задачи комплексной геологической съёмки названного масштаба авторы успешно выполнили. Результаты проведенных ими исследований исчерпывающе освещены в рецензируемой работе.

Представленная геологическая карта масштаба 1: 50.000, разрезы и стратиграфические колонки к ней дают достаточно ясную картину геологического строения исследованной территории. Карта построена на большом фактическом материале и вполне отвечает своему масштабу. По мере продолжения в районе Магнитогорского месторождения детальных исследований (съёмки в м-бе 1: 10.100) и поисково-разведочных работ эту карту можно будет и необходимо пополнять и детализировать. Возможности к этому (в частности, графические) имеются.

Кроме геологической карты представлены: 1) Карта фактического материала - маршрутов, обнажений, проб, мест находок фауны и флоры, а также (на отдельных листах) горные выработки, буровые скважины, контуры участков металлотрической съёмки; 2) Схематическая структурная карта м-ба 1:100.000; 3) карта мезозойских и кайнозойских отложений м-ба 1: 50.000; 4) Геоморфологическая карта м-ба 1: 100.000; 5) Гидрогеологическая карта м-ба 1:100.000; 6) Карта полезных ископаемых м-ба 1:50.000; 7) Карта радиометрических наблюдений в масштабе 1: 50.000. Представлены также в качестве фак-

гического материала (сброшюрованные в отдельных папках) детальные: 1) Геологические планы и разрезы по отдельным участкам, 2) геологические планы и разрезы по линиям шурфов и скважин, 3) Планы участков металлометрического опробования; затем 4) графики эталонирования приборов и 5) текстовые приложения - результаты определения фауны и флоры и таблица распространения фауны карбона в Магнитогорском районе.

Текст отчета объемом 467 страниц машинописи содержит все необходимые разделы. Описание иллюстрировано хорошо выполненными многочисленными фотографиями ландшафтов, обнажений, образцов и шлифов, зарисовками, разрезами.

В тексте после краткого «Введения» (задачи, объемы, обоснованность геологической карты, исполнители) и исчерпывающей физико-географической и экономической характеристике района (гл. 2) приводится обстоятельный обзор истории геологического изучения и состояние геологической изученности района с подробным и в то же время критическим освещением содержания ранее выполненных работ, стратиграфических схем и взглядов различных исследователей по вопросам стратиграфии, петрологии и тектоники (гл. 3).

Одним из важнейших разделов рецензируемой работы является характеристика стратиграфии осадочно-вулканогенный толщ палеозоя, а также мезозойских и кайнозойских отложений (гл.4). Большим достижением работ Магнитогорской партии является прежде всего то, что стратиграфия осадочно-вулканогенный толщ палеозоя получила убедительное обоснование палеонтологическими данными и анализом взаимоотношений различных толщ. В отчете по этому вопросу приводится большой фактический материал с подробным его описанием.

В разработанной таким путем стратиграфической схеме заключается много существенно нового, отличного от прежних схем: верхнедевонская толща эффузивов, турнейские «рудовмещающая» и «нижняя вулканогенно-осадочная толща», нижневизейская «верхняя вулканогенно-осадочная толща», ниже- и средне-визейские «андезит-базальтовая» и «кератофировая» толщи, средне-визейские «слоистая» и «нижняя карбонатная» толщи, верхне-визейская и намюрская «верхняя карбонатная толща», среднекарбонная «песчано-сланцевая толща». Выделенные толщи датируются в соответствии с принятой унифицированной схемой карбона Урала и Русской платформы.

Авторами отчета удалось убедительно показать наличие и характер фациальных изменений - фациальной смены вулканогенных пород осадочными как в горизонтальном, так и в вертикальных направлениях. В этом смысле, нам представляется, нет необходимости выделять особо кератофировую толщу, т.к. она является фацией андезит-базальтовой толщ.

Представляет большой интерес во многих отношениях то обстоятельство, что «рудовмещающая толща» представляет собою определенный стратиграфический горизонт. Вместе с тем подстилающая её верхнедевонская пор-

фиритовая толща тоже является рудоносной (месторождение Малый Куйбас). Пока нельзя еще быть совершенно уверенным в том, что в нижней вулканогенно-осадочной толще не будет встречено магнетитовых руд. В силу всего этого само название «рудовмещающая толща» нельзя признать удачным.

Авторы справедливо замечают, что колтубанская и зилаирская свиты на исследованной площади не выделяются – верхний девон представлен единой порфиритовой толщей. Точно также нельзя полностью отождествлять представленную в рецензируемом отчете схему стратиграфии осадочно-вулканогенный толщ со схемой тех же толщ, составленной Н.В.Струве для более широкой территории Магнитогорского и смежных с ним районов. В связи с этим не имело смысла брать в основу деления всего осадочно-вулканогенного комплекса нижнего карбона на нижне- и верхнеберезовские свиты., как это сделано у Н.В. Струве, тем более что на описываемой в рецензируемой работе площади граница между этими свитами не является четкой, а нижняя граница нижнеберезовской свиты Н.В. Струве и авторами рецензируемого отчета рассматривается не одинаково.

Остается все-таки неясным почему нижняя вулканогенно-осадочная толща на участке г. Магнитной выпадает из разреза и что означает её «выклинивание». Контакты некоторых толщ и контакт верхнеберезовской и кизильской свитой оказались не вскрытыми. В будущем при проведении съемки масштаба 1: 10.000 эти контакты необходимо вскрыть и тщательно изучить.

В отдельной главе описаны интрузивные и жильные породы, их положение в структуре осадочно-вулканогенных толщ, взаимоотношения с этими толщами и между собою. По форме залегания Магнитогорский массив гранитоидов авторы рассматривают как многоярусный лакколлит - это одна из возможных рабочих гипотез в данном вопросе. Глубокое бурение и геофизика, повидимому, существенно помогут решению этого вопроса.

В петрографическом отношении все весьма разнообразные породы района нередко со сложными их петрологическими взаимоотношениями между собою в работе описаны хорошо и обстоятельно (гл. 6). Значительная часть пород охарактеризована в отношении их химического состава. Авторы вносят существенные коррективы в существовавшее ранее понимание природы и характера некоторых пород. Одним из существенных моментов в этом направлении является то, что выделявшиеся ранее «порфиры» г. Магнитной и г. Куйбаса авторы рассматривают как измененные порфириты, приводя довольно веские доказательства этого положения. К сожалению, в самом петрографическом описании не очень наглядно и убедительно показаны переходы порфиритов в светлые и розовые породы, определявшиеся ранее как порфиры. Таблицы под номером 4, 6 и 7 мало помогают в этом отношении. Породы, описанные в отчете как кварцевые порфиры и альбитофиры, судя по описанию, представляют собой кварцевые альбитофиры. Может быть такое представление складывается из-за недостаточности, схематичности описания этих пород. Следовало бы

также уточнить диагностику: «палеоандезитов» визейской андезито-базальтовой толщи (скорее это базальты по составу), «основных диоритов» г. М. Куйбас (скорее это габбро). Местами в описании ощущается недостаток точных диагностик минералов, особенно плагиоклазов в некоторых эффузивных и интрузивных породах.

Обстоятельно и последовательно освещена в работе тектоника вулканогенно-осадочных толщ и интрузива (гл. 7), при этом описана каждая из выделяемых авторами структур. Стремясь доказать наличие не без оснований выделяемых дизъюнктивных нарушений, авторы в то же время почти вовсе упустили из виду характеристику трещинной тектоники пород, а также не дали развернутой картины внутреннего строения интрузива, в частности элементов прототектоники.

Полное отождествление разрывных дислокаций и трещинной тектоники нельзя признать правильным.

Бесспорно положительным моментом в работе, достойным подражания, является то, что авторами составлена, хотя и схематическая, но хорошая, выразительная структурная карта исследованной площади в м-бе 1:100.000.

Характеристика геоморфологии (гл.8) в общем удовлетворительна, но по сравнению с другими частями работы несколько схематична.

Рассмотрение истории формирования рельефа почти отсутствует, хотя авторы в начале главы обещали дать в основном «генетическую и возрастную характеристику рельефа района».

Очень хорошее впечатление в работе оставляет описание гидрогеологии района (гл. 9). На фоне выделения и исчерпывающей характеристики различных типов подземных вод даются: оценки водоносности различных зон, элементов структур и участков, конкретные рекомендации и предложения в отношении постановки работ для решения вопроса водоснабжения г. Магнитогорска и окрестных населенных пунктов и промышленных предприятий. Повышенную водоносность пород авторы связывают почти исключительно с наличием тектонических разломов. И в этом случае отождествление с такими разломами элементов трещиной тектоники нельзя оправдать. Кроме разломов следовало полнее осветить все другие факторы, влияющие на водоносность пород в каждом конкретном случае.

Кратко, но достаточно ясно описаны все полезные ископаемые района и, что самое важное, даны оценки перспектив и рекомендации в отношении поисков и разведок всех важных полезных ископаемых. Ввиду того, что месторождение железных руд Магнитогорской группы неоднократно описаны в литературе, авторы рецензируемой работы не стали приводить (повторять) эти описания. Свое внимание в этом отношении они сосредоточили на выяснении перспектив исследуемой площади в отношении железных руд Магнитогорского типа, что, по нашему мнению, составляет весьма положительный момент в рецензируемой работе. С выводами и рекомендациями авторов в этом направлении можно полностью согласиться.

Радиометрические и металлометрические работы выполнены Магнитогорской партией достаточно квалифицировано. В отчете по этим работам приводятся вполне достаточные сведения.

Выводы и предложения

1. Магнитогорской партией за один год выполнены большие работы в сложном их комплексе по детальной геологической съемке в районе г. Магнитогорска и прилегающих к нему территориях в пределах листов №-40-95-А и Б.

2. В итоге этих квалифицированных и вдумчиво проведенных работ представлены вполне отвечающая своему масштабу геологическая карта указанной территории м-ба 1: 50.000, комплекс всех других требуемых карт и схематическая структурная карта в м-бе 1:100.000, а также обстоятельное подробное описание геологического строения района с освещением всех вопросов геологии, гидрогеологии, металлогении исследованной территории и с обоснованными рекомендациями в отношении дальнейших работ.

3. К недостаткам относятся небольшие недоделки и мелкие смысловые, иногда стилистические погрешности, большая часть которых легко устранима.

4. Как уже отмечалось, основные задачи, стоявшие перед авторами, успешно выполнены.

После некоторой корректуры рецензируемой работы можно рекомендовать утвердить её с ОТЛИЧНОЙ оценкой.

Геолог (подпись, печать) И. Соболев

Отзыв на работу В.В. Потапьева «Многофазные граниты Алтая и связи с ними редкометального оруденения», представленную в качестве диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

Диссертационная работа объемом 176 стр. с 45 иллюстрациями в тексте и списком цитированной литературы в 168 названий содержит весьма обстоятельный разбор, по существу, одной проблемы - механизма образования многофазных гранитных интрузий с зональным строением и доказательствам пульсационного процесса кристаллизации магмы и сопровождающего последний процесса рудоотложения. Задача, которая была поставлена перед диссертантом, выполнена весьма обстоятельно и интересно, хотя по поводу некоторых его выводов и могут быть сделаны возражения.

В.В. Потапьев с большой детальностью изучил Колыванский гранитный массив. Последний описан им с большой подробностью и на основании изучения именно Колыванского массива автором сделаны все его основные выводы и заключения. Естественно, поэтому, что 100 страниц из 176 общего объема диссертации посвящены описанию этого массива, в то время как описание других массивов, в которых обнаруживаются черты пульсационной кристаллизации, по существу, привлекаются только для подтверждения тех заключений, которые были получены им при изучении Колыванского массива.

Колыванский гранитоидный массив, по В.В.Потапьеву, образовался в результате пульсационной кристаллизации при охлаждении и периодической дегазации гранитной магмы, возникшей путем плавления блока пород, первоначально занимавших место массива. Детальные петрографические и структурные исследования Колыванского массива позволили автору установить многофазность его формирования и зональное строение с достаточно резкими границами между зонами. Выделены 4 концентрические зоны, соответствующие 4 фазам формирования массива. Интересно и важно, что каждая фаза формирования массива нашла себе выражение не только в образовании того или иного объема пород собственно гранитной фации, но также, - и мелкозернистых и порфириновых пород краевой фации, и тесно связанных с последней фации апофиз и даек. Наконец, каждая фаза формирования гранитоидного массива сопровождалась и своей рудной минерализацией, меняющейся по своему характеру от фазы к фазе.

Породы всех четырех фаз, а также гидротермальные их изменения и рудопроявления, связанные с каждой фазой, изучены и описаны с большой детальностью. Особенное внимание автор уделяет микроструктурам особенностям пород и их изменениям в пространстве, а также их петрохимическим особенностям. Минералогия гранитоидов охарактеризована достаточно по-

верхностно. Но следует отметить, что задачи исследования и не требовали более детального исследования порообразующих минералов. Завершается работа большой и интересной главой, в которой рассмотрены общие вопросы связи гидротермального оруденения с многофазными гранитами, причем автор не ограничивается простой констатацией наличия связей определенного комплекса месторождений с гранитными интрузиями, но ставит и более или менее удачно пытается разрешить вопрос о рудной специализации отдельных фаз их формирования.

Работа В.В. Потапьева безусловно является крупным вкладом в магматическую геологию, поскольку в ней сделана попытка с новых и в общем правильных позиций подойти к старому вопросу о механизме формирования многофазных гранитоидных плутонов. Решение сложной проблемы происхождения многофазных плутонов вполне оригинально, причем прерывистость (пульсация) процесса формирования гранитного массива обосновывается многочисленными тщательными наблюдениями. Написана она к тому же живо, интересно, отличным языком и очень кратко, являясь в этом отношении образцовой. И правильно сделал институт, опубликовав эту работу почти полностью. Поэтому у меня нет никаких сомнений в том, что рецензируемая работа В.В. Потапьева вполне и даже «с избытком» соответствует требованиям, обычно предъявляемым к кандидатским диссертациям. а В.В. Потапьев заслуживает присуждения ему искомой ученой степени.

Вместе с тем, я считаю необходимым отметить, что некоторые важные выводы В.В.Потапьева дискуссионны. Некоторые вопросы могли бы быть решены несколько иначе, и, как мне кажется, лучше, если бы В.В.Потапьев более внимательно прислушался и больше бы подумал над одним высказыванием своего руководителя Ф.Н.Шахова. которое он, кстати, даже цитирует в своей диссертации, а именно: «Можно считать, что проблемы происхождения гранитов не существует: они образуются из магмы. Но есть проблема рождения гранитной магмы. Решение этой проблемы имеет очень большое значение, так как оно позволяет осветить связи гранитных плутонов с тектоническими и гидротермальными процессами» (Ф.Н.Шахов, «К вопросу о происхождении гранитных магм», Мин. сб, Львовского геологического общ-ва, № 10, 1956). Этими словами Ф.Н.Шахов еще 10 лет назад совершенно правильно и своевременно определил самую кардинальную проблему эндогенной и глубинной геологии. Но, проблема происхождения гранитных магм и проблема пространства при образовании гранитных тел остаются важнейшими проблемами и на сегодняшний день. И вот, приходится, к сожалению, подчеркнуть, что в работе В.В.Потапьева эта важнейшая проблема осталась не только не освещенной, но и не затронутой, если не считать краткого замечания автора, сделанного мимоходом, что он стоит на позициях Ф.Н.Шахова об образовании гранитной магмы на месте. А вопрос этот следовало бы обсудить и следовало бы собрать достаточно объективные доказательства этого утверждения, тем более, что такая

точка зрения далеко не общепринята, а геологическая позиция Колыванского массива, по крайней мере на первый взгляд, противоречит гипотезе образования гранитной магмы на месте. Согласно этой гипотезе состав гранитоидов должен находиться в прямой зависимости от состава пород, на месте которых было образовано гранитоидное тело. В Колыванском же массиве такой зависимости не обнаруживается.

Затем, гипотеза возникновения очага гранитного магмообразования на месте расположения гранитного массива обязательно предусматривает возникновение локального потока тепла и плавней, причем непосредственной причиной плавления обломочных пород или более древних гранитоидов и т.д. может быть или разогревание (чистое плавление), или пропаривание летучими предварительно подогретого материала, а вероятнее всего оба фактора действуют одновременно. Спрашивается, почему во всех рассмотренных Потапьевым случаях появление теплового потока, вызывающего плавление было только одноактным. Гораздо естественнее предположить пульсационное течение такого процесса с повышением и спадами геоизотерм и одновременным накоплением или прохождением порций (волн) флюидов, являющихся сильными плавнями. Во всяком случае, пульсационный характер вулканической деятельности с разогревом и накоплением летучих в жерловине вулкана, что ведет к расплавлению пробки, взрывам и лавовым излияниям, давно известен и сомнений ни у кого не вызывает. Естественно допустить, что такого же характера пульсации могут проявляться и при формировании интрузивных тел. Например, в описаниях В.В.Потапьева можно найти наблюдения, дающие возможность не только допустить, но и утверждать, что кристаллизации каждой следующей зоны Колыванского массива предшествовало частичное расплавление предыдущей и что каждая фаза формирования Колыванского массива начиналась с разогревания и накопления в приконтактовой (особенно апикальный) зоне летучих, что и вело к плавлению, которое в случае интенсивного проявления этого процесса могло полностью уничтожить ранее образованные зоны, при менее интенсивном - плавление было частичным с сохранением остатков ранее образованной зоны в виде внешнего чехла ксенолитов и т.д. Дальше процесс может идти так, как его изображает Потапьев, до следующей пульсации, начинающейся опять-таки от разогревания, плавления и т.д. Между прочим, прямым доказательством именно такой схемы пульсационного процесса формирования гранитной «интрузии» являются резкие контакты между последовательными зонами, появление которых невозможно без существенной подвижки магмы при прогрессивном и равномерном охлаждении магматического тела, осложняемом только пульсационным отделением летучих. Но резкие контакты естественны и даже обязательны в случае плавления не только мономинерального агрегата, но и системы близкой к гранитной эвтектике. Что это так, может убедиться каждый, поставив простой эксперимент с замораживанием воды в ведре и оттаиванием полностью замерзшей. При замораживании ни-

когда не образуется корки льда с ровными границами между кристаллической фазой и жидкой, но растущие кристаллы льда длинными иглами пронизывают всю массу воды в сосуде. При нагревании же льда - граница между жидкой и твердой фазой всегда ровная и гладкая. Эти отношения видимо связаны с неизбежностью явления переохлаждения при кристаллизации, когда одна и та же кристаллическая фаза выделяется в некотором интервале температур, и невозможностью перегрева при плавлении.

В заключение напомним, что пульсация теплового режима, подобная предложенной мной только что схеме, при образовании гидротермальных рудных месторождений известна давно и сомнений ни у кого не вызывает. Пульсация же эта может быть только отражением пульсации теплового режима в том магматическом очаге, с которым непосредственно связаны рудообразующие процессы.

Профессор, доктор (подпись) Ю.А.Кузнецов



ФЕЛИКС НИКОЛАЕВИЧ ШАХОВ
(из воспоминаний)
В.В. Потапьев

Выдающиеся учителя передают нечто большее, чем знания,- они учат работать и мыслить Г.Кребс, Нобелевский лауреат, "Становление ученого", Nature, 1967 (Природа, 1969)

Организатор и руководитель лаборатории, а затем и Отдела геохимии редких элементов Института Геологии и Геофизики СО АН СССР Феликс Николаевич Шахов принадлежал к той плеяде выдающихся отечественных ученых, трудами которых с первых лет существования молодого социалистического государства, в условиях послереволюционной разрухи стала создаваться советская геологическая наука, получившая уже к середине двадцатого столетия широкое мировое признание. Он был одним из наиболее ярких представителей знаменитой Томской школы геологов, у истоков которой стояли академики В.А. Обручев и М.А. Усов. Ученик и ближайший сподвижник

М.А.Усова, он был из тех учеников, которые становятся в один ряд со своими великими учителями. Продолжатель дела М.А.Усова в развитии учения о рудных месторождениях, Ф.Н.Шахов создал в этой области знаний целый ряд первоклассных научных трудов общетеоретического значения. С ним лично (вероятно по рекомендации М.А. Усова) встречался Серго Ордженекидзе, напутствуя его перед поездкой в Закавказье для оказания помощи местным геологам в поисках руд редких металлов. В сороковые годы прошлого столетия А.Е.Ферсман отзывался о нем как единственном геохимике, успешно работавшем в Сибири в этой, тогда совсем молодой отрасли геологических наук и предлагал ему еще в довоенные годы баллотироваться в члены АН СССР, от чего Феликс Николаевич (по его словам) сам тогда отказался. Бывший офицер царской армии, участник легендарного Брусиловского прорыва в годы первой мировой войны Феликс Николаевич был человеком Чести и Долга, сильной внутренней самоорганизации, оказывающим мощное интеллектуальное воздействие на слушателей и собеседников, невольно создававшим вокруг себя атмосферу высокой духовной нравственности. Ничего этого я еще не знал, когда в апреле 1958 года приехал в Новосибирск с желанием определиться во вновь создаваемый Институт Геологии и Геофизики Сибирского Отделения АН СССР. Но это имя мне уже было знакомо.

ПЕРВЫЕ ВСТРЕЧИ

Впервые я услышал его зимой 1956 года. Шел четвертый год моей работы в Уральском Геологическом Управлении. На техсовете при Главном Геологе Управления только что состоялось обсуждение результатов нашей геологической съемки масштаба 1:50 000 района Магнитогорского железорудного месторождения. Мой доклад вызывал большой интерес у специалистов, так как съемка, в комплексе с другими работами, выполнялась по решению Межведомственной Экспертной комиссии, признавшей необходимость срочного усиления геологических исследований, направленных на обеспечение рудой Магнитогорского металлургического комбината. После состоявшегося обсуждения я зашел в библиотеку, чтобы посмотреть новые поступления. Там ко мне подошел Борис Михайлович Романов. Это был седовласый, грузного вида, всеми глубоко уважаемый профессор, старейший уральский геолог, один из авторов первых сводных геологических карт Урала. До этой встречи мне приходилось лишь наблюдать его издали. Борис Михайлович поздравил меня с успешно выполненным заданием и поинтересовался чем теперь буду заниматься. Узнав, что буду продолжать съемку далее к югу, он порекомендовал прочесть в трудах Томского Технологического Института статью, автором которой назвал Шахова. Естественно, я тут же отыскал её. На обложке журнала значилось: "Материалы по геологии Таналык-Баймакского меднорудного района на Южном Урале. Горн. инж. Ф.Н.Шахов, 1928г" По молодости лет, просмотрев статью, я не сра-

зу сообразил, зачем она мне нужна. В ней рассматривались проблемы медного оруденения, а у меня железорудные. Комплексы пород там более древние. Да и район находится за пределами площади моей съемки. К тому же в моих местах ранее работали такие корифеи геологии, как Н.К.Высоцкий и А.Н.Заварицкий, площади съемок которых мне приходилось перекрывать, их работы казались мне гораздо важнее. Но фамилия автора, благодаря авторитету Б.М.Романова, запомнилась. И только много позже, уже работая в лаборатории Феликса Николаевича и не раз мысленно возвращаясь к тому разговору, я понял истинный смысл доброго совета Бориса Михайловича. Думаю, что тогда он имел в виду, вероятно, прежде всего стиль исследовательской работы Феликса Николаевича, с которым мне довелось познакомиться позднее вплотную. Суть его, если коротко сказать, заключалась в геологически широком подходе к изучаемой проблеме и тщательном исследовании каждого частного наблюдения с точным пониманием его значения для целей работы. Этот, свойственный Феликсу Николаевичу стиль в полной мере проявился уже в названной выше статье - самой первой работе Феликса Николаевича по проблемам рудообразования, выполненной в 1926 году, на четвертом году после окончания института. Касалось ли это стратиграфического расчленения сложных по составу вулканогенно-осадочных и метаморфических толщ, вопросов тектоники, петрографии или сугубо специальных и в то время еще слабо разработанных вопросов регионального и околорудного метасоматизма - во всем одинаково была видна высокая квалификация специалиста, свободно владеющего как собственным материалом, так и достижениями мировой науки того времени. "Нельзя быть специалистами по гвоздям!" - приходилось позже слышать реплику Феликса Николаевича, обращенную к молодым сотрудникам лаборатории. У него не было так называемых "ученических работ". Достаточно сказать, что уже самые ранние его описания рудных минералов (по Тельбесскому району, 1930г) и магматических пород (по Кузнецкому бассейну, 1927г) были использованы в обобщающих работах крупнейших специалистов того времени в области геохимии (А.Е.Ферсман. "Геохимия",) и петрографии (А.Н. Заварицкий, "Изверженные горные породы",).

Приехав в Новосибирск я отыскал ИГиГ СО АН ССР. Он только что начинал создаваться на базе ранее существовавшего Института Геологии Западно- Сибирского Филиала АН СССР. Административная часть его располагалась на ул. Мичурина. Там я посетил ученого секретаря Института Бориса Николаевича Лапина. Во время нашей беседы в кабинет быстрой походкой вошел пожилой, худощавого вида человек среднего роста. В его облике было что-то такое, что сразу привлекало внимание. Он был в строгом темном костюме при белой рубашке и галстукe, с коротко подстриженными черными, с легкой проседью усиками и подвижным, несколько аскетического вида лицом с глубокими морщинами вдоль щек, На вид это был типичный представитель интеллигенции старых времен, хорошо знакомой нам с мальчишеских лет по разного

рода кинофильмам. Извинившись и присев на стул, он быстро и деловито стал обсуждать с ученым секретарем свои вопросы. Особенности речи и строгая манера держаться выказывали в нем человека большой культуры и одновременно какой-то сдержанной внутренней силы. Она проявлялась в сжатости и точности формулировок фраз, сопровождаемых взглядом удивительно чистых и внимательных темных глаз, мгновенно реагирующих на слова собеседника. Когда он поднялся, собираясь уходить, Борис Николаевич неожиданно спросил: “Вы не знакомы?” Я представился и услышал в ответ - Шахов.

Когда мы остались одни. Б.Н.Лапин рассказал, что Ф.Н.Шахов организует в Институте лабораторию геологии и геохимии месторождений редких, рассеянных и радиоактивных элементов, подбирает себе людей и у него имеются вакансии. “Вот Вам к кому и следовало бы обратиться”,- сказал он. Я промолчал, но мысленно отнесся к этому предложению, мягко говоря, как к явно неудачному: с месторождениями редких, а тем более рассеянных и радиоактивных элементов я ранее дела не имел, а впечатление, которое произвел на меня Феликс Николаевич, было таково, что мне казалась совершенно невероятным даже представить себя рядом с таким человеком, да еще заниматься при нем столь необычными для меня делами. Поэтому на следующий день я посетил лаборатории Г.Л.Поспелова (“структуры рудных полей”) и затем В.А.Кузнецова (“Геология рудных месторождений”). И тот и другой после собеседования соглашались взять меня к себе. Надо было определяться с выбором. Геннадий Львович - рано ушедший из жизни очень талантливый ученик М.А.Усова, тогда был кандидатом наук, но новаторские работы его были широко известны и работать в его лаборатории было бы, конечно, интересно. Валерий Алексеевич также принадлежал к Томской геологической школе. Он был только что, одновременно с Ф.Н.Шаховым и своим братом Ю.А.Кузнецовым, избран членом-корреспондентом АН СССР. Его работы по тектонике Горного Алтая мне были знакомы, так как в 1952г. я принимал участие в геологической съемке масштаба 1: 200 000 этого региона. Мои прежние работы ближе примыкали к тематике как раз этой лаборатории и мой выбор склонялся в её сторону. Но впечатление от встречи с Феликсом Николаевичем не покидало меня, и коварная мысль - вот бы с кем поработать! - все более овладевала мною. Сейчас я задумываюсь, как все-таки любопытно складывается судьба! Уже значительно позже из разговоров с Феликсом Николаевичем я узнал, что первоначально, когда обсуждался вопрос о его переходе из Томска в Новосибирск. речь шла о руководстве им как раз этой лабораторией, которая по широте тематики более отвечала и моим интересам. Но когда он завершил свои дела в Томске и приехал в Новосибирск, предназначенная для него лаборатория рудных месторождений была уже занята Валерием Алексеевичем, работавшим до того в этом местном институте.

Мысль - испытать себя в работе под руководством Ф.Н. Шахова все более одолевала меня, и, наконец, я решился . Феликс Николаевич, только недавно переехал из Томска и жил недалеко от дома, где я остановился. Я позвонил ему

и попросил разрешения встретиться. Он пригласил меня к себе. В домашней обстановке он был также строго одет, сух и деловит. Выслушав мою просьбу стал задавать вопросы. На первый взгляд они были простыми, но по сути своей оказывались довольно коварными. К примеру, мои длинные и, как мне думалось, вполне разумные рассуждения в ответ на вопрос, чем отличается контактовый метаморфизм от регионального, были быстро прерваны короткой фразой: “региональный метаморфизм создает рассланцовку, а контактовый её уничтожает. Это надо понимать”. С каждым новым вопросом я все более ощущал свою растерянность. На вопрос - “что Вы знаете о рудных столбах?” еще что-то ответил, а на следующий - “Как образуются мощные кварцевые жилы?” уже отвечал полным молчанием. Куда только девалось мое представление о себе, как вполне сложившимся геологе, уже четыре года занимавшимся изучением горнорудных районов сложного геологического строения! Поинтересовался Феликс Николаевич и тем, люблю ли поэзию и что читаю из художественной литературы. Заметил, что занятие наукой требует очень большого и упорного труда. Заключение было коротким: “Нет, я Вас взять к себе не могу. Ведь ко мне приходят люди с багажом! Сколько Вам лет? 27? Вот видите! А рост научного работника продолжается только лет до 37, не более. Нет, не могу”. Уходил очень расстроенный, но чем сильнее переживал свою неудачу, тем более нарастало желание работать именно у Феликса Николаевича.

На следующий день я собрался с духом и вновь позвонил ему. Женский голос сообщил, что Феликс Николаевич уехал в Томск и вернется не ранее, чем через две-три недели. Что делать? После долгих раздумий я решил написать ему письмо, в котором попытался объяснить причину своей настойчивости. Не помню точно, что писал, но общий смысл был таков: хочу работать и хочу учиться. Припоминаются лишь отдельные фразы: “Да, я многого не знаю”. “Но ведь не Боги же горшки обжигали!” и т.п. Не знаю, что повлияло - мои доводы, настойчивость или искренность слов, но ответ пришел быстро. Письмо начиналось словами: “Хорошо, я согласен взять Вас к себе. Но, думаю, Вам лучше было бы поступить ко мне в аспирантуру. Обратитесь от моего имени в дирекцию института, туда должны поступить мои аспирантские вакансии”. Трудно передать охватившую меня радость: после четырех с лишним лет работы, когда я уже забыл считать себя молодым специалистом, вновь оказаться на студенческой скамье! Но вакансии задерживались, и после возвращения Феликса Николаевича из Томска я был зачислен к нему в лабораторию младшим научным сотрудником с минимальным для этой должности окладом, кажется 1050 рублей в месяц (105 р. после 1961г.). Последнее обстоятельство довольно сильно задело мое самолюбие, так как до этого получал солидную по своей должности зарплату, но мне и в голову не приходило поднимать подобные вопросы. Не говорить же о том, что являюсь автором уже двух публикаций! Так, волей судьбы, я оказался в лаборатории Феликса Николаевича Шахова, в которой работал затем до последних дней его жизни.

МОЯ АСПИРАНТУРА

Как уже упомянул, аспирантских мест не оказалось. Но Феликс Николаевич выполнял свое условие, и первые 2-3 года были для меня, по существу, годами обучения. Хотя учиться, как известно, приходится всю жизнь. И лучший пример тому сам Феликс Николаевич. В одном из его индивидуальных отчетов, которые члены АН СССР должны были представлять ежегодно, отдельной строкой было написано: изучал термодинамику. А Зинаида Павловна, уже после его смерти, рассказывала. Однажды, когда один из сотрудников лаборатории после беседы с Феликсом Николаевичем ушел, он вышел из своего кабинета, в задумчивости прошелся и говорит: “Я понимаю. Они приходят ко мне потому, что я им нужен. И я должен им помогать. Но ведь они не знают, как мне самому иной раз бывает нужен учитель!...” И это было сказано человеком уже в глубоком возрасте, прошедшем большой путь в науке и пользующимся в научной среде практически неоспоримым авторитетом!

Лаборатория, когда я был в неё зачислен, только создавалась. До меня в неё оформились лишь двое - вчерашние студенты Николай Александрович и Нина Васильевна Росляковы, только-что окончившие Томский Политехнический Институт. Через некоторое время после моего зачисления по приглашению Феликса Николаевича из Березовской урановой экспедиции перевелся Александр Сергеевич Митропольский. Постепенно лаборатория стала пополняться новыми сотрудниками. Появились прошедший у Феликса Николаевича в Томске аспирантуру Юрий Гаврилович Щербаков и после аспирантуры во МГРИ Федор Петрович Кренделев. На поступившие аспирантские места были приняты Виктор Прокопьевич Ковалев и Валентин Григорьевич Чернов - молодой, но в последствии трагической судьбы человек, лауреат Сталинской премии, получивший её за работы по сырьевой базе урана. Пришли окончивший первую в стране специализированную кафедру геохимии в МГУ Геннадий Никитович Аношин и окончившая там же аспирантуру Ирина Николаевна Маликова. Все яснее становился подход Феликса Николаевича к подбору сотрудников. Была явная ориентация на молодежь. Исключение составлял лишь А.С.Митропольский, ближе всех нас ему по возрасту, - талантливый, знающий свое дело геолог и очень скромный, исключительно порядочный человек, хорошо знакомый Феликсу Николаевичу по прежним годам работы.

Феликс Николаевич любил молодежь и общение с нею. Это ощущалось всеми, кто соприкасался с ним достаточно близко. Поэтому не случайно, когда в первые годы становления СО АН СССР известный ленинградский поэт и журналист Илья Фояков знакомился с институтом, то он опубликовал статью о нашей лаборатории и её руководителе, под броским названием: “С молодостью по пути!”. “Дети - говорил Феликс Николаевич - всегда лучше родителей”, а старость иронически называл безнравственной. Такое определение, когда услышал, меня поразило своей необычностью. Я долго не мог понять

его смысл, пока однажды, в свободной полевой обстановке не переспросил и услышал: “Как же, ведь в старости человек желает того, чего не может!” Вне деловой обстановки в кругу молодежи он обыкновенно оживлялся, становился прост и открыт. Исчезала его обычная суховатость и строгая “профессорская” официальность. Его всегда было интересно слушать. Реплики были остроумны, а рассуждения неожиданны и поучительны. Они сопровождались частенько меткими, а иногда и язвительными замечаниями, на которые можно было бы и обидеться, если не знать хорошо Феликса Николаевича. Так, однажды в Новосибирске, по просьбе геологических организаций города при большом стечении слушателей он делал обзорный доклад по волновавшим его проблемам гранитообразования. Когда перешли к вопросам, один хорошо известный в Западно-Сибирских геологических кругах геохимик стал задавать вопрос в форме долгого наукообразного рассуждения, обильно сопровождаемого ссылками на разные авторитетные имена и мнения. Феликс Николаевич его терпеливо выслушал, а когда тот остановился, своим обычно негромким голосом переспросил: “И это все правда, что Вы говорили?” Зал взорвался от смеха. Когда аудитория успокоилась, Феликс Николаевич тем же ровным голосом постарался разъяснить его заблуждения. Подобные проявления остроумной язвительности, с сохранением при этом такта и внешне вполне уважительного отношения к собеседнику, знают все, кому приходилось близко общаться с Феликсом Николаевичем. Мне хорошо запомнилась фотография Феликса Николаевича в стенной газете Института в канун 1960 года. Я привожу её здесь как особенно удачно отражающую эту черту его характера. Феликс Николаевич изображен на ней в своем кабинете во время интервью, которое у него брали по случаю наступающего Нового Года. Он был заснят, очевидно, в тот момент, когда ему был задан очередной вопрос и у него молниеносно, как говорится, “на самом кончике носа” уже был готов ответ - еще не высказанный, но несомненно остроумный, вызывавший у него самого лукавую улыбку. В один из приездов в Новосибирск в 80-ые годы я зашел в фотолабораторию и поинтересовался у Степана Григорьевича Моторина, сохранилась ли эта фотография. Он отыскал её и подарил мне.

Феликс Николаевич был неизменно строг во всем, что касалось науки, морали и нравственности, и это отношение не зависело от чина, ранга или возраста его оппонента. Когда, например, в “Литературной газете” развернулась дискуссия о нравственности в науке и один из крупнейших в нашей стране геологов, всеми уважаемый академик и, к тому же, сотрудник нашего института, в своем выступлении в этой газете высказался в том духе, что можно быть безнравственным человеком и одновременно хорошим ученым, как тогда Феликс Николаевич возмущался! “Нет, говорил он, если человек безнравствен, он будет безнравствен и в работе. Достичь истины, дорога к которой очень трудна, ему не дано!” В дни прощания с Феликсом Николаевичем в одном из некрологов было сказано очень точно: “Это был Рыцарь Науки”. Он был нетерпим

к легковесному отношению во всех делах, но особенно в научных. В этих случаях он не лишен был способности употребить резкое, а иной раз и крепкое слово. В беседах с молодыми сотрудниками он был обычно внимателен к каждому их слову. Если сотрудник употреблял какой-нибудь термин не точно или не к месту, он тут же его перебивал: “Вы можете сказать по-русски? Вы знаете, почему иногда используют термины?”. И сам же отвечал: “Когда не понимают существа вопроса. Им кажется, употреби термин и все станет ясным”. Видимо для того, чтобы быть самому абсолютно точно понятым, приступая к своей незавершенной монографии “Магмы и руды”, он намеревался предпослать её содержанию специальный обширный раздел “Термины и понятия” (см, Шахов, “Магмы и руды”, 1994). “Каждое дело должно быть сделано, как следует быть”, “Вы знаете, что дважды два четыре и, все-таки, отойдите в сторонку и проверьте”, “Нельзя учиться вообще, надо учиться в процессе занятия делом”, “В работе чаще смотрите в тарелку соседа” - наставлял он молодых сотрудников. “В процессе исследования обычно погружаешься в тему так, что она становится своего рода идеей фикс и всюду преследует”, “Мысль рождается на кончике пера”, “Пишите короткими фразами”, - щедро делился своим опытом. “Работайте так, чтобы комар носа не подточил”, - однажды сказал он мне перед отъездом в поле. И тут же добавил: “А я все равно подточу!” Такое запоминается на всю жизнь. И в то же время он становился замкнут и нетерпим, если к нему обращались в связи с каким-нибудь научным вопросом, считая при этом, что во всем уже сами разобрались: “Зачем тогда обращаться ко мне”, - спрашивал он. Рассказывает Надежда Хрисанфовна Белоус.

Надо сказать, что это была очень энергичная, а порой и слишком активная женщина. При упоминании её имени Феликс Николаевич частенько противопоставлял ей её мужа, Вениамина Михайловича Клярковского, которого очень уважал. Её первая встреча с Феликсом Николаевичем состоялась во время войны. Они с мужем были эвакуированы с Украины на Алтай и жили тогда то ли в Змеиногорске, то ли в Белорецке, точно не запомнил. Жили очень трудно и в это трудное время она поступила в аспирантуру и уже готовилась к защите диссертации. Неожиданно её руководитель, видный профессор, умирает. Для завершения аспирантуры научным руководителем назначается Ф.Н.Шахов. Она едет к нему в Томск, представилась и радостно сообщает, что диссертация уже написана, её одобрил ученый секретарь Г.Л.Поспелов и выкладывает на стол рукопись.. Выслушав её, Феликс Николаевич спросил, чего же Вы от меня хотите? Чтобы я её нюхал? Затем поднялся, резким движением отодвинул рукопись и тут же вышел из кабинета, не обратив внимание на то, что рукопись упала со стола и вся рассыпалась по полу. Надежде Хрисанфовне ничего не оставалось делать, как ползать по полу и собирать её по листикам. Когда Феликс Николаевич вернулся, он выложил перед нею пачку шлифов, сказал, что надо будет заняться их описанием и указал комнату, где она будет работать. Каждый день с утра она была вынуждена приходить в институт и описывать

шлифы до глубокой ночи, поглядывая на свет в дверях кабинета Феликса Николаевича, не решаясь уходить раньше его. И так продолжалось день за днем вторую, а затем и третью неделю. Время шло. Муж засыпал телеграммами. Феликс Николаевич иногда заглядывал в комнату, убеждался, что она работает, но ничего не говорил. Надежда Хрисанфовна не знала, что делать и в отчаянии пишет письмо Г.Л.Поспелову. Через несколько дней Геннадий Львович приехал из Новосибирска, переговорил с ней, затем прошел в кабинет Феликса Николаевича, а когда вышел, на немой вопрос Надежды Хрисанфовны произнес: напрасно обижаетесь. Феликс Николаевич диссертацию прочитал, считает, что можно защищаться. Этот урок Надежда Хрисанфовна запомнила на всю жизнь. Будучи доктором наук, профессором в солидном возрасте, она рассказывала о произошедшем через пятьдесят с лишним лет мне и моему брату, находясь проездом у нас в гостях, так эмоционально, как будто бы все это случилось только вчера. Услышав её рассказ, я тогда понял, почему однажды еще в первый или второй год моей работы, когда вышел, по-видимому заметно расстроенный, из кабинета Феликса Николаевича, она, еще совсем не знакомая мне, подошла и стала убеждать, что Феликс Николаевич хотя и строгий, но очень хороший руководитель.

В 1958г, когда мы с четой Росляковых были еще единственными научными сотрудниками, Феликс Николаевич направил нас в первый полевой сезон на Северо-Западный Алтай. Он работал тогда над монографией “Геология жильных месторождений” и его интересовали проблемы рудных столбов в месторождениях этого типа, а также условия образования мощных кварцевых жил. Собрать материал по этим проблемам он поручил мне, а Николай Александрович должен был заняться разработкой нового тогда геохимического метода поисков руд с применением металлотрического опробывания. Остановились мы в с.Огни, вблизи которого проходила мощная, местами более десяти метров, кварцевая жила “Гигант”. Мне предстояло заняться её изучением, Я сделал несколько пересечений жилы и пришел к выводу, что она представляет собою мощный мелкоячеистый штокверк, образованный тонкими закономерно ориентированными прожилками кварца, пространство между которыми занимает метасоматически окварцованная масса вмещающих пород. Интересным казалось и то, что ориентировка тонких кварцевых прожилков в штокверке совпадала с направлениями других мощных кварцевых жил, распространенных в этом районе и намечавших, таким образом, региональный штокверк иного порядка. Мне все казалось ясным и тут крылся крупный мой недочет: нельзя было делать никаких, тем более окончательных выводов, не изучив “как следует быть” собранный материал под микроскопом, что немедленно обнаружилось при ознакомлении Феликса Николаевича с каменным материалом в камеральный период. Позже в его монографии я прочитал: “Мощные жилы (Урман и Гигант) на Алтае развиваются по обширной зоне брекчирования и формируются сложно. Вначале брекчия вдоль разлома почти нацело замеща-

ется кварцем, а затем в ряде следующих подвижек происходит образование трещин, их выполнение и перекристаллизация кварца, В процессе образования этих жил преобладал метасоматоз, а мощность жилы определялась мощностью зоны брекчирования. Таким образом, - делает общий вывод Феликс Николаевич - нужно думать, что образованию очень мощных жил содействуют и внутриминерализационные подвижки. Только эти подвижки не вызывают открытия трещин в буквальном смысле этого слова, а приводят к развитию широкой сети мелких трещин, интенсивного брекчирования и естественно благоприятствуют развитию метасоматоза (1961, стр. 34). Как далеки были мои скороспелые, сильно упрощающие процесс выводы от того, что можно было называть результатом настоящего исследования! Позже я стал понимать, что в центре внимания в исследованиях Феликса Николаевича всегда находился геологический процесс. Не схема перечисления тех или иных событий в истории изучаемого им процесса, а именно сам процесс в его развитии, который, как мне кажется, воспринимался его сознанием как реально происходящее на его глазах геологическое явление. Из отдельных высказываний Феликса Николаевича я понимал, что он придает большое значение способности исследователя к воображению, но одновременно считает, что единственно правильным методом научного исследования является индуктивный, о чем постоянно напоминал молодым сотрудникам: “Только индукция и никакой дедукции в ходе исследования”, говорил он. . В этом отношении его суждения полностью совпадали со взглядами на процесс познания таких выдающихся ученых как В.И.Вернадский (см.Размышления натуралиста, 1975, с. 19-21) и Ф.Ю.Левинсон-Лессинг (см. О роли фантазии в научном творчестве,1921) О нашем гении А.С. Пушкине было сказано: “ Удивительно точный даже в мелочах, он всегда видел широкое сцепление всех звеньев жизни”. Таков был и Феликс Николаевич. Всем сотрудникам лаборатории было хорошо известно его выражение: “Каждое явление должно изучаться во всех его связях и опосредствованиях” Думаю, что только эта высокая способность к сведению в логическое сцепление всей совокупности эмпирически установленных фактов, относящихся к геологическим условиям формирования гранитоидных плутонов, в сочетании с сильно развитым воображением, присущим обыкновенно крупным ученым, позволили ему придти к известным его идеям о происхождении гранитных магм и рудных месторождений. Насколько же бледны и мертвы по сравнению с этими идеями косные, но удивительно живучие среди геологов схемы формирования гранитоидных плутонов путем последовательных (“главная”, “дополнительная”, “заключительная”) фаз внедрения гранитной магмы из гипотетического глубинного очага, место нахождения которого каждый из геологов определяет по своему усмотрению.

Слово “процесс” было ведущим словом Феликса Николаевича в разговорах на геологические темы, а стиль его работы характеризовался стремлением на каждом шагу исследования видеть развитие геологического процесса.

Зинаида Павловна (супруга Ф.Н.Шахова), которая была с ним в 1969 году на Всесоюзном Петрографическом совещании, рассказывала: На месторождении Дашкесан во время экскурсии между участниками совещания разгорелся спор по какому-то частному генетическому вопросу. Тогда один из участников говорит: “Чего мы спорим? Давайте лучше послушаем, что скажет Феликс Николаевич”, который стоял в стороне и не принимал участие в разговоре. Феликсу Николаевичу передали образец, он взял его и к изумлению присутствующих на примере только одного образца проследил весь процесс формирования рудных тел.

Занимаясь жилой “Тигант” я, естественно, интересовался и геологией прилегающей территории, где среди осадочных пород обнаружил дайки мелкозернистого гранита и кварцевые жилы с группированными вдоль зальбандов крупными выделениями медово желтого, с жирным блеском шеелита - так я определил этот минерал. Вдохновленный открытием, с нетерпением ожидал приезда Феликса Николаевича. Железнодорожная станция, куда должен был прибыть Феликс Николаевич, находилась километрах в семидесяти от нашего лагеря. Встречать его выехал на машине Николай Александрович, который сказал, что так они договорились заранее. Поэтому я остался в лагере. Машина вернулась под утро, когда было еще темно, а я спал. Феликс Николаевич был утомлен и заметно раздражен. Погода была ненастной и видимо перегон на грузовой машине дался ему нелегко. Поздоровавшись, я почувствовал некое неудовольствие с его стороны, которое, как догадался, скорее всего было вызвано тем, что не выехал встретить своего руководителя. Утро в полной мере еще не наступило, но он сразу же стал расспрашивать, чем я занимался. В ходе разговора со скрытым чувством гордости я показал образцы с шеелитом, естественно, ожидая похвалу. Феликс Николаевич очень внимательно и долго рассматривал образцы, потом возвратил их со словами: это гранат. Я был сильно сконфужен. Днем в маршруте Феликс Николаевич попросил показать обнажение, где, как он выразился, “что это еще за дайки гранитов вы обнаружили”. На обнажении он опять долго и внимательно рассматривал кварцевые жилы с гранатом, но ничего не сказал. Для меня природа столь странной ассоциации типично скарного гроссуляр-андрадитового граната с гидротермальным кварцем жилы так и осталась не понятой. Но переспрашивать не стал, не опрашивая еще от ранее пережитого конфуза.

Из с. Огни мы с Феликсом Николаевичем отправились на машине в Горную Колывань, а Николай Александрович остался продолжать заниматься металлометрическим опробыванием. Погода установилась хорошая, настроение у Феликса Николаевича было отличное, но у него хронически болела спина, и он предложил накосить травы, чтобы можно было ехать лежа в кузове. Долго, однако, он выдержать не мог и такого положения и вновь перебрался в кабину. Горная Колывань - исторически знаменитое и вместе с тем одно из самых красивых мест Северо-Западного Алтая. На Колыванском молибден-

вольфрамовом месторождении мне поручалось заняться рудными столбами. Открытое в числе первых на Алтае во времена А. Демидова, как медно-рудное, это месторождение было широко известно и посещалось бывавшими в этих краях многими видными геологами. В разные годы бывал на нем и Феликс Николаевич. А для меня это было первое в моей практике кварцево-жильное редкометальное месторождение, которым предстояло заняться. Представив меня руководству рудника, Феликс Николаевич уехал в Новосибирск, а я приступил к работе. По имеющимся на руднике данным опробывания выделил обогащенные участки и стал их систематически исследовать. При этом неожиданными оказались два наблюдения. Во-первых, выявленные в пределах отдельной кварцевой жилы участки обогащения рудными компонентами распространялись и на соседние жилы. Выделялись таким образом более крупные объемы богатых руд, контуры которых охватывали участки целой системы круто падающих жил, что показалось мне интересным. В моем же понимании того времени формирование каждого жильного тела должно было происходить автономно. Этим “открытием” я увлекся и много времени уделил поискам закономерностей распределения рудных столбов в пространстве всего рудного поля. Во-вторых, если с ростом кристаллов вольфрамита от стенок трещин во внутрь кварцевой жилы все было более-менее понятно, то образование других рудных минералов - молибденита, шеелита, сульфидов основных металлов происходило явно после деформации жильного кварца. Меня эти наблюдения также увлекли, так как казалось, что отложение этой группы минералов осуществлялось тогда, когда кварцевая жила уже была сформирована. То есть они как бы и не имели к её образованию прямого отношения. С этими результатами я и прибыл в Новосибирск.

В кабинете у Феликса Николаевича я стал рассказывать о своих наблюдениях. Он сидел против меня, низко склонив голову и внимательно, не поднимая глаз, слушал. Ободренный вниманием, я все более вдохновлялся, видя, что меня не перебивают и явно заинтересованно слушают. Так продолжалось минут 20. Когда остановился, Феликс Николаевич поднял голову и произнес только одну фразу: “Да, вам многому надо учиться!” Я почувствовал как стал краснеть, когда до меня дошло, что Феликс Николаевич долго слушал лишь для того, чтобы лучше оценить глубину моих заблуждений и меру незнания. Посмотрев на графику, на которой были выделены в пространстве рудного поля крупные рудные столбы, заметил: “Так у вас ничего не получится. Вы лучше подумайте, почему именно здесь отложилось рудное вещество”. И показал на небольшой участок обогащения, который не вписывался в общую, довольно закономерную картину расположения рудных столбов и, как казалось мне, не заслуживал особого внимания. Но никаких пояснений при этом дано не было. Однажды Феликс Николаевич заглянул в комнату, где я сидел за микроскопом, присел рядом, поинтересовался, чем занимаюсь. Я тогда просматривал разрезы кварцевых жил. Увидел мои записи в общей тетради и сказал: “Так описы-

вать шлифы не следует. Записи делайте на четвертушках листа. Потом ими будет удобнее пользоваться. Подробно описывать каждый шлиф не следует. Начинайте с менее измененного вмещающего гранита. Описывая следующий шлиф, не повторяйтесь, отмечайте только то, что видите новое.” На следующее утро он появился вновь и стал сам просматривать шлифы. Быстро на четвертушках листа записывал характерные особенности породы и переходил к следующему шлифу, сопровождая свои наблюдения устными комментариями:

“Мортель структура - признак перекристаллизации» Видя недоуменный взгляд, поясняет: “Так называется петельчатая структура в жильном кварце. Работу Адамса по жильному кварцу разных глубин надо знать». И тут же дает справку: S. F. Adams, «A microscopic stadi of vein quartz», Econom. Geol., 1920, № 1)

“Как вы думаете, почему на окнах возникают крупные скелетные формы кристаллов льда, так называемая изморозь?” В ответ на молчание поясняет: “При реакции жидкой фазы с твердым телом в открытой полости происходит медленное химическое взаимодействие, что и определяет рост кристаллов во внутрь полости по принципу геометрического отбора (принцип Лемлейна). При реакции с газовой фазой происходит иное: быстрый рост крупных кристаллов непосредственно по плоскости твердого тела”

“Почему граница двух тел наиболее благоприятна для развития гидротермального процесса? Здесь в растворе возникает разность химических потенциалов, ускоряется процесс диссоциации, а с этим растворение и отложение вещества.”

“Почему вторичные включения кварца приурочены к трещинкам внутри его, а не к межзерновым участкам, если границы зерен считаются более благоприятными для движения растворов? Надо различать условия движения раствора и условия отложения из него вещества”

“Что помогает отличить реликтовый магматический кварц гранита и грейзена от гидротермального? У магматического наблюдается преимущественный рост граней пирамиды, а у гидротермального призмы. Следите за размерами зерен кварца в граните, их формой и сопоставляйте со структурой кварцевой массы в грейзене, а затем и в кварцевой жиле. Вытянутость зерен кварца указывает на их рост под давлением, следовательно он метасоматический. Мирмецит? Значит было давление.” На следующее утро Феликс Николаевич вновь появляется и вновь садится за микроскоп.

“Кварц образует жилу, постепенно проедавая и замещая зону тонко подавленных и истертых пород. Сохранность полосчатости при метасоматозе объясняется тем, что отложению вещества предшествует растворение, а оно вначале происходит в интенсивно перетертых зонах, где образуется мелкозернистый агрегат, а затем в слабо разрушенных, где образуются крупные зерна. Структура жильной массы может зависеть от характера боковых пород. Например, кварцевая жилка пересекает фельзит, андезит и туф. У фельзита теплопровод-

ность слабая, рост медленный и образуются крупные кристаллы. У андезита теплопроводность выше и зерна становятся мельче. У тонкого туфа теплопроводность очень большая и зерна возникают очень тонкие. Жилка здесь не будет иметь четких ограничений. Они будут исчезать, так как растворы легко проникают в туф и замещают его.” Феликс Николаевич на листке бумаги делает схематическую зарисовку, иллюстрирующую эти отношения.

“Гидротермальное отложение кварца не может быть связано с теми же гранитами, так как происходит только из пересыщенных растворов, что фактически наблюдается на всем пути их следования». “Статистика свидетельствует, что мощные кварцевые жилы слабо рудные. Причина этого не ясна.”

“Возникновение околосильных изменений таит противоречие. Околосильные изменения явно связаны с оруденением, так как в безрудных жилах их нет. Рост слюдки происходит от вмещающих пород, кварц на неё нарастает, а слюдка в свою очередь нарастает на него. Может быть потому, что, прежде чем появится кварцу, необходимо разложение калиевого полевого шпата на натровый с выделением кремнезема? Может быть кварцевая жила является результатом грейзенизации в большом масштабе? Изучая связи кварцевых жил и метасоматических месторождений, надо смотреть что на что налагается.” И схематически изображает возможное развитие процесса очередной зарисовкой.

Через несколько дней беседа продолжается. “Оруденение моложе кварцевой жилы. Венчик кварцевых зерен на рудном минерале бесспорно замыкает его в кварцевую стадию. Реакция раствора при взаимодействии с осадителем ведет к одновременному изменению концентрации раствора и соотношений в составе его компонентов. Поэтому здесь и выпадает рудное вещество. В местах интенсивного дробления перелом в состоянии раствора более резкий, отсюда и более активное выпадение рудного вещества и возникновение рудных столбов. Кварц из разных частей жилы - в столбах и вне их - должен различаться. В оруденелых блоках должны быть структуры перекристаллизации. Рисунок рудного столба может отразить структуру вмещающей породы. Надо объяснить участки рудного поля с преобладанием оруденелых блоков над безрудными. Распределение и разобщенность участников миграции должны быть пропорциональны мощности волны миграции.”

Взятые в кавычки фразы воспроизведены по хранящимся у меня записям. Не на всех, но в части их имеются даты: 1959 год - 3.02, 12.03, 13.05, 25.05; 1960 год - 25.01, 27.01, 11.02, 25.03, 15.06, 1.11, 7.12, 19.12. Из перечисления дат видно, с какой регулярностью Феликс Николаевич следил за моей работой и как последовательно в течение двух лет он твердо выполнял условие моего приема на работу - через прохождение аспирантуры. Хотя формально таковой не было.

Летом 1959 года я вновь поехал на Колывань продолжать заниматься рудными столбами и одновременно расширял знакомство с геологической обста-

новкой рудного поля. К тому времени было известно, что Колыванское молибдено-вольфрамовое месторождение располагается в краевой части крупного массива позднепалеозойских порфиroidных биотитовых гранитов, а собственно рудные тела залегают в мощной дайке аплитовидных пород заключительной фазы формирования этого массива. Аплитовидные породы частично обнажались в поле распространения порфиroidных гранитов, откуда гривами проникали во вмещающие осадочные породы. И порфиroidные граниты и аплитовидные породы были грейзенизированы. В какой-то момент я обратил внимание на то что в некоторых местах грейзенизация первых была проявлена слабее, чем в обнажающихся рядом аплитах. В одном месте в аплитовидных породах заметил мощностью около двух-трех метров линейную зону грейзенизации, уходящую в сторону порфиroidных гранитов. Последние были также сильно грейзенизированы, но признаков линейности в них не наблюдалось. При просмотре керна буровых скважин в одном случае резкой смены аплитовидных пород на глубине порфиroidными гранитами заметил, что кварцевая жилка из аплитовидных гранитов не проникает в порфиroidные и как будто обрывается ими, но четкой линии среза в образце не было видно. Не обнаружилась она и в шлифе, под микроскопом. Настораживало также и то обстоятельство, что в других участках массива порфиroidных гранитов типовым минералом кварцевых жил и грейзенов является берилл, который на Колыванском месторождении никем не отмечался. Возникло подозрение, не являются ли те и другие проявления рудной минерализации одновременными, разделенными внедрением магмы порфиroidных гранитов? Рассматривая обнажения последних, я стал замечать в них неправильные включения, напоминающие аплитовидные породы. Чаще всего они имели нечеткие границы и в них выделялись пятнистые участки более зернистой структуры с крупными выделениями калиевого полевого шпата, внешне такого же как в окружающем порфиroidном граните. Но иногда встречались включения и угловатых очертаний, напоминающие по форме обломки

Этими наблюдениями и предположениями после возвращения в Новосибирск я поделился с Феликсом Николаевичем. “Во всем мире месторождения вольфрама и бериллия встречаются вместе” - ответил он. А когда показал образец контакта порфиroidного гранита и аплита с кварцевой жилкой, услышал: “Вот и подумайте, почему она не прошла в гранит”. По поводу включений в порфиroidном граните сказал, что это шпирь. На мое замечание об угловатой форме ответил, что шпирь бывают разные и мне надо научиться в них разбираться. Феликс Николаевич, видя мое упорство, стал заметно раздражаться. И даже на длительное время прекратил со мной общение. Отчасти я был сам в этом виноват, так как в сложившейся ситуации не сумел выбрать правильную линию поведения. Колыванское месторождение считалось хорошо изученным, а Феликс Николаевич сам неоднократно его посещал. Более того, по наблюдениям в этом рудном поле в 1934 году им была опубликована статья по про-

блемным вопросам, касающимися связи редкометального оруденения с аплитовидными гранитами. Замкнулся и я.

Возражать Феликсу Николаевичу по научным вопросам с его эрудицией было трудно, практически невозможно. Слушая его короткие, ёмкие фразы сразу же начинаешь теряться и невольно замолкаешь, ощущая беспомощность. В книге Даниила Гранина “Зубр” есть такая фраза: “Известный математик А.М. Молчанов, когда умерли Н.В.Тимофеев-Ресовский и М.В.Келдыш, сказал: мне некого больше бояться. Я боялся только этих двоих. Оба они соображали настолько лучше меня, что могли меня выставить дураком в моих собственных глазах”. Нечто подобное испытываешь и в общении с Феликсом Николаевичем. Как-то Феликс Николаевич, находясь в Ленинграде, зашел во ВСЕГЕИ. Идя по коридору, он встретился с пожилой и довольно тучной женщиной, которая бурно и радостно приветствовала его, а он с трудом узнал в ней свою бывшую студентку. Когда разговорились и зашла речь о прошлых временах, Феликс Николаевич поинтересовался: “Скажите, почему меня так боялись студенты, ведь я никому не ставил двойки?” А она рассмеялась и сказала: “Феликс Николаевич! Когда разговариваешь с Вами, то чувствуешь себя дураком”. Мне приходилось не раз наблюдать как солидные, остепененные и в разных званиях ученые мужи в разговоре с Феликсом Николаевичем, сталкиваясь с его возражениями, тут же меняли свою позицию на прямо противоположную и начинали ему поддакивать. В лучшем случае умолкали и, не вступая в спор, слушали, что он скажет. Рассказывали, что когда два академика - тектонист А.Л.Яншин и крупнейший знаток в области магматической геологии Ю.А. Кузнецов написали совместную статью “О внегеосинклинальном происхождении гранитов” и стали советоваться, кому бы её дать на предварительное чтение, то Юрий Алексеевич, якобы, сказал: “Конечно Ф.Н.Шахову, но я к нему не пойду”. Со статьей к Феликсу Николаевичу пошел А.Л.Яншин. И это при том, что Юрия Алексеевича и Феликса Николаевича связывали многолетние самые уважительные и доверительные отношения, о чем сужу по отдельным, но неоднократно слышанным высказываниям Феликса Николаевича. С другой стороны, когда, например, на Ученом Совете Института была выдвинута кандидатура Юрия Алексеевича в действительные члены АН СССР, то он сразу же выступил с самоотводом, заявив, что не считает возможным баллотироваться, когда в Институте имеются другие, более достойные лица и назвал Феликса Николаевича. В итоге были утверждены обе кандидатуры. Другой пример. На защите Ф.П. Кренделевым докторской диссертации Юрий Алексеевич выступил с резкой критикой представленной работы, что грозило полным её провалом, но после выступления Феликса Николаевича возражать более не стал. Силу своего воздействия на оппонента, Феликс Николаевич, скорее всего знал, и, по моим наблюдениям, во многих случаях сам стремился её ослабить.

В наметившемся отчуждении прошла вся зима 1959-60 годов. А перед началом нового полевого сезона Феликс Николаевич неожиданно сообщил,

что едет со мной на Колывань. Очевидно он все-таки задумывался над причинами моего упрямства. Решил лично проверить наблюдения, о которых я говорил, хотя и считал, что и без того хорошо знает геологию рудного поля. Но одновременно, своей твердой позицией в течении всего прошедшего времени вынуждал и меня глубже вникать в собственный материал и искать новые, более убедительные факты. Подобные столкновения ученика и учителя в науке, как известно, не редки. П.Л.Капица, называл это явление “творческим непослушанием” и придавал ему исключительное значение как в становлении ученого, так и в развитии самой науки (Наука и жизнь, № 2, 1987). Подозреваю, что Феликс Николаевич в свое время и сам прошел такую “школу непослушания”. Думаю так вот почему. В 1934 году Феликс Николаевич опубликовал в журнале “Проблемы советской геологии” статью под названием “Материалы по геологии месторождений вольфрама и бериллия на Алтае”, в которой изложил оригинальный взгляд на происхождение аплитов и аплитовидных гранитов. Эти передовые для того времени идеи сам глава Томской школы, его учитель и наставник М.А.Усов решительно и публично, в печати, отверг, даже не посчитав нужным дать соответствующую ссылку на статью и назвать имя автора (см. М.А.Усов, “Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края”, 1935, стр.77). И хотя некоторые фактические данные, приведенные в этой статье по Колыванскому рудному полю, впоследствии не подтвердились, в теоретическом плане эта работа Феликса Николаевича сохраняет свое научное значение и ныне. Феликс Николаевич до самого последнего времени ценил эту работу. Говоря о высказанных в ней идеях, Феликс Николаевич как-то сказал: “Дэли писал о том же, но позже меня”. И добавил: “Иначе зачем бы я писал”. Последняя фраза очень точно выражает его отношение к этике научных публикаций. Приходится сожалеть, что указанная работа почему-то не была включена в посмертно изданный сборник трудов Феликса Николаевича под общим названием “Магмы и руды”, так как впервые поставленная им еще в тридцатые годы прошлого столетия и исключительно важная для понимания процесса формирования гранитоидных плутонов проблема аплитов и аплитовидных пород до сих пор не разрешена. А в этой статье намечен один из возможных путей её решения, не утративший своей актуальности и ныне. Замечу, что все мои попытки отыскать её сейчас в библиотеках Москвы оказались безуспешными. Возможно остротой столкновения тогда взглядов учителя (Усова) и ученика (Шахова) объясняется один из самых загадочных для меня случаев, свидетелем которого однажды оказался. Это было в начале формирования лаборатории, когда мы находились еще в Новосибирске, на Советской, 20. По каким-то делам я зашел в кабинет Феликса Николаевича. В кабинете находился еще один, не знакомый мне человек. Там я увидел прислоненный к стенке большой, в масле, портрет М.А.Усова. Видимо заметив мой взгляд, Феликс Николаевич посмотрел на портрет и, не знаю почему, произнес: “Вот ведь, несмотря ни на что, а я, все-таки уважаю Михаила Антоновича” Эта фра-

за настолько поразила меня, что и сейчас я помню её слово в слово и ручаюсь головой за достоверность сказанного. Смысл фразы для меня так и остался не понятным. Могу лишь сказать, что я много слышал высказываний Феликса Николаевича о Михаиле Антоновиче, но всегда только с глубоким к нему уважением. Вспоминая разные случаи из своей жизни он, бывало, частенько подчеркивал: “Этому научил меня Михаил Антонович”. Правда, когда рассказывал о предложении А.Е.Ферсмана баллотироваться в Академию Наук СССР (о чем было уже сказано), он произнес еще одну загадочную фразу: “Я знал, что они там меня не поддержат”. Кто они? где там? Не знаю. Одно мне ясно, что память о своем учителе М.А.Усове он благодарно пронес через всю свою жизнь. А сейчас мемориальные доски обоих выдающихся ученых находятся рядом на фасаде здания их “Альма-Матер” - бывшего Сибирского Технологического Института в г. Томске, напоминая студентам новых поколений о их великих предшественниках.

Несомненно, Феликс Николаевич принадлежал к тем учителям, которые умеют ценить в своих учениках проявления неуступчивости, как бы она не задевала их самолюбие. В присутствии Г.В.Нестеренко он как-то обронил фразу: “Мне лучше такие ершистые, как (назвал фамилии), чем те, которые во всём со мной соглашаются”. Подобными высказываниями, а они, как и всё, что говорилось Феликсом Николаевичем, моментально распространялись среди сотрудников лаборатории, он, очевидно, желал подбодрить тех, кто в столкновении с ним оказывался в более трудном положении, чем он сам. Поэтому не соглашусь с теми, кто высказывался в том духе, что с Феликсом Николаевичем невозможно спорить. А их приходилось встречать не мало. Вспоминается, когда в 1968 году познакомился с известным казахстанским геологом академиком Г.Н.Щербой и в разговоре услышал от него, что Феликс Николаевич всегда считает правым только себя, то для меня было ясно: Григорий Никифорович его просто не знает и с ним, вероятно, близко не общался. Подобные заблуждения возможно объяснить только недооценкой знаний Феликса Николаевича. Чтобы убедиться в глубине и точности его знаний по тем проблемам, которыми он занимался, достаточно хотя бы ознакомиться с его последней статьей “История представлений о генезисе контактовых месторождений”, опубликованной журналом *Geologie* в 1971г. (Русский перевод см. “геология контактовых месторождений”, 1976, с.19-26). Кстати, статья была опубликована по инициативе самой редакции журнала, которая обратила внимание на тезисы его доклада к симпозиуму Международной Ассоциации по Истории Геологических Наук (Фрейберг, 14.09.70) и заинтересовалась их содержанием. Возражать ему, даже несмотря на подавляющую собеседника его эрудицию, было можно, но только с новыми, еще не знакомыми ему фактами конкретных геологических ситуаций.

Поездка на Колывань летом 1959 года была успешной. Прежней раздражительности в Феликсе Николаевиче не было видно, Когда пришли на обна-

жение с угловатыми обломками аплитовидного гранита в порфириовидном, он уже сам стал обращать мое внимание на некоторые детали, указывающие на механическое воздействие жидкой магмы на твердое тело включения. Тогда я понял, что он стал всерьез воспринимать мои наблюдения. Действительно, “дорогу проходит идущий”! В этот сезон нам особенно повезло. При осмотре стенок одной из заброшенных штолен в пространстве между крепью обнаружился большой участок пологого контакта порфириовидного биотитового гранита, отчетливо секущего выше залегающий грейзенизированный аплитовидный гранит вместе с круто секущими его кварцевыми жилами и прожилками с молибден-вольфрамовой минерализацией. Вместо обильного пирита с халькопиритом в рудных жилах в непосредственном контакте с порфириовидным гранитом наблюдались скопления магнетита. Это были уже факты, снимающий все сомнения. Я попытался с помощью зубила отбить хорошие образцы, чтобы лучше представить картину обнажения. Но при одном из ударов кувалды от стенки штольни отвалилась крупная глыба, ярко иллюстрирующая все мною увиденное. Не понимаю, как мне удалось протащить её через все завалы и перекрытия давно заброшенной штольни! У входа в штольню мы вдвоем с шофером с трудом уложили глыбу на заднюю откидную дверку багажника ГАЗика и доставили её на базу отряда. Феликс Николаевич взглянул на неё и произнес: “Вот ваша диссертация”. А самому полученные наблюдения позволили полнее развить идею о пульсационном характере кристаллизации гранитных магм (Геология и геофизика, № 10, 1961).

Из последней нашей поездки на Колывань остановлюсь еще на двух эпизодах. Однажды в маршруте Феликс Николаевич обратил внимание на то, что я долго документирую обнажение и делаю подробные описания. И тут же заметил. “Не надо много писать. В поле необходимо только установить залегание пород, осмотреть их выходы, сделать краткие записи и, самое главное, точно указать место взятия образца, который положить в заранее пронумерованный мешочек. Более обстоятельные записи и описание пород по образцам сделаете в отдельном дневнике во второй половине дня в лагере. В маршруте надо экономить время и в поле быть не более половины дня. Основное осмысливание наблюдений и записи по ним делаются в спокойной обстановке в лагере”. Помолчал и добавил: “Так меня учил Усов, а его Обручев”. Услышав это, я сразу вспомнил о том, как когда-то читал у В.А.Обручева, что после возвращения из экспедиций он сразу же передавал свои полевые дневники в печать. Тогда я удивлялся, когда же он готовил их к публикации? Проработав несколько лет на съемке, я с благодарностью в душе воспринял этот чрезвычайно полезный совет. Изменил распорядок рабочего дня и ввел в практику помимо обычных пикетажек геологические дневники. В дальнейшем в свою очередь старался передать приобретенный опыт работавшим со мной молодым геологам. Феликс Николаевич и в других совместных поездках, очевидно, наблюдал за моей работой в поле, но иных замечаний не было. Сужу вот почему.

Феликс Николаевич принимал участие и в полевых работах на Каркаралинском плутоне. В маршрутах каждый из нас занимался своим делом. Один раз, когда с топосновой в руках я углубился в изучение контактовой зоны гранитов, неожиданно за своей спиной обнаружил Феликса Николаевича, который внимательно наблюдал за тем, что я делаю. Заметив, что его обнаружили, он удовлетворенно хмыкнул, улыбнулся и сказав, “Вы работаете как Михайло” (М.П.Русаков), отошел в сторону.

Другой случай. Рано утром я был разбужен своим помощником, который говорит, что меня ищет Феликс Николаевич. Посмотрел на часы. Еще не было восьми. Феликса Николаевича нашел на высоком скалистом обнажении, откуда открывалась широкая и красивая панорама выходов гранитов Колыванского плутона. Ветерок шевелил волосы его непокрытой головы. Он смотрел вдаль и, еще не заметив меня, задумчиво произнес: “Поймут, когда меня уже не будет” Потом увидел меня и заговорил совсем другим тоном: “Где вы были? Я хожу здесь уже часа полтора...” По всему чувствовалось, что он был очень одинок со своими мыслями. Его идеи о происхождении гранитов практически не находили отклика в литературе. Фактически замалчивались. Они действительно были трудны для осознания лицами, воспитанными годами учебы и работы в традиционном мышлении. Мне было несколько проще. К восприятию их я был уже подготовлен предыдущей работой на Урале. По результатам картирования территории Магнитогорского рудного поля у меня сложилось представление, что источником железа скарново-рудных тел этого месторождения могла быть мощная толща порфириров основного состава, вмещающих гранитный массив. С этими мыслями я даже публично выступил осенью 1956 года на обсуждении доклада Л.Н.Овчинникова в Институте УФ АН СССР. По результатам экспериментов он утверждал, что железо при формировании контактово-метасоматических месторождений привносится глубинной магмой, а извлекается из неё пузырьками углекислого газа при взаимодействии с известняками. Геологически он обосновывал свои выводы ссылкой на Магнитогорское месторождение, где со времен работ А.Н.Заварицкого считалось, что руды образовались в результате взаимодействия гранитной магмы с мощной толщей средне-верхневизейских известняков. Но наше картирование показало, что эти известняки являются более молодыми, чем граниты. “Таким образом, - заключил свое выступление, - указанные А.Н.Заварицким известняки к процессу рудообразования не имеют никакого отношения. Наблюдения показывают, что в пределах контактового ореола широко проявлена фельдшпатизация вмещающих граниты порфириров, при которой железо выносилось, притом в количествах, вполне достаточных для образования месторождения” Правда, даже опубликовав свои соображения, я тогда никак не мог понять, каким образом железо из пород контактового ореола могло сосредотачиваться в рудные тела, если все они залегают, как правило, в узкой зоне непосредственного контакта с гранитами. Казалось более логичным, что железо действительно поступало со сторо-

ны магматического тела, Ознакомившись со взглядами Феликса Николаевича я нашел объяснение этому противоречию и стал лучше понимать собственные наблюдения. Но возникали другие вопросы.

В Колыванском плутоне, как и в других, которыми мне пришлось заниматься позднее, контакты гранитоидов с вмещающими породами обычно резкие. Особенно у гранитов повышенной кислотности, постепенные переходы между ними практически не наблюдаются. Хотя, казалось, они должны быть, если предполагать образование гранитной магмы в результате плавления пород, непосредственно вмещающих плутон. При этом тщательное прослеживание контактов Колыванского массива на хорошо обнаженных участках обнаруживало, что они часто имеют отчетливо выраженную ступенчатость, подчиненную направлениям трещин отдельности вмещающих пород. Изображение таких контактов на моих планах однажды увидел Ф.П.Кренделев. На его вопрос, как понимаю их, тогда я только пожал плечами. Позже подобные контакты наблюдались и в Каркаралинском плутоне. В работах Феликса Николаевича объяснений этим, внешне явно противоречащим его представлениям фактам я не находил, расспрашивать не считал возможным. И только значительно позже, поработав в Центральном Карамазаре с глубоко вскрытыми разведкой малоглубинными телами гранитной магмы (Потапьев, 2003) мне удалось понять природу этого кажущегося противоречия. Движимый своими идеями, Феликс Николаевич с удивительной прозорливостью обошел столь трудный для него вопрос одной короткой фразой: “Не следует, однако, делать вывода, что в процессе становления интрузива не будет движений магмы в кровлю... Нужно только не преувеличивать масштабов этих движений” (“Магмы и руды”, 1960, с.144). Видимо, оставляя решение его на будущее.

По материалам работ на Колывани мною была подготовлена и опубликована статья, с корректурным экземпляром которой попросил ознакомиться Юрия Алексеевича Кузнецова. Наиболее важным для себя я считал тогда опубликование новых фактов, полученных в геологически хорошо изученном и экономически интересном горно-рудном районе. Что же касалось их интерпретации, то она могла быть разной. Меня увлекали идеи Феликса Николаевича, но личного опыта для их оценки было еще мало. Хотелось выслушать на этот счет авторитетное мнение со стороны. Юрий Алексеевич работу одобрил. Он заинтересовался, собираюсь ли защищаться и неожиданно предложил себя в оппоненты, что, не скрою, меня обрадовало и взволновало. С некоторым беспокойством я как-то, когда мы вместе выходили из института, уведомил Феликса Николаевича о своем визите к Юрию Алексеевичу и его предложении. Вопреки опасениям, никаких отрицательных эмоций мое сообщение не вызвало. “Это хорошо,” - сказал он, - но имейте в виду...” Я навсегда остался благодарен Юрию Алексеевичу за внимание, которое он проявил к моей первой серьезной научной работе и те замечания, которые были высказаны в его официальном

отзыве на диссертацию. Я никогда их не забывал, и они во многом помогали мне в дальнейших исследованиях.

Окончательно уверенность в правоте идеи Феликса Николаевича о пульсационном характере кристаллизации гранитной магмы укрепилась во мне при исследовании Хангилай-Шилинского плутона, Весной 1964 года Феликс Николаевич побывал в Восточной Сибири. Возвратившись, он рассказал, что в Забайкалье сейчас активно разведывается крупное месторождение тантала в гранитах и считал необходимым нашей лаборатории познакомиться с этим объектом. В результате работ, выполненных в полевой сезон того же года, выяснилось что два разобщенных на поверхности выхода гранитов, с одним из которых связаны месторождения вольфрама и бериллия, а с другим тантала и ниобия являются выступами куполов единого крупного массива, в главной своей, обнаженной между ними части практически безрудного. Анализ вертикальных разрезов куполов по разведочным профилям привел к выводу о внутреннем расслоении гранитов, что непротиворечиво возможно было объяснить только прерывистостью процесса их раскристаллизации, сопровождавшейся в каждом куполе рудной минерализацией особого состава. Причем последовательность изменения состава руд в процессе становления плутона в общих чертах совпадала с той, что наблюдалась в Кольванском массиве. Чрезвычайно отчетливая выраженность этого процесса в данном случае объяснялась слабой эрозией куполов, вскрывающей их апикальные участки, но главным образом высокой степенью обогащения магмы Хангилай-Шилинского плутона летучими компонентами. Осенью на лабораторном семинаре Феликс Николаевич высоко оценил научное значение выполненной работы и даже употребил такие слова, как “сделано открытие”, что услышать из его уст было, конечно, отрадно.

В следующий полевой сезон Феликс Николаевич решил сам осмотреть этот объект. Вначале мы посетили в Западном Забайкалье Джидинское вольфрамовое месторождение, которым занимался другой сотрудник лаборатории, Я.А.Косалс. Оттуда на старом разбитом Газ-69, который был доставлен из Новосибирска по железной дороге, мы втроем, включая шофера, по инициативе Феликса Николаевича совершили в несколько сот километров пробег от Джиды до Читы вдоль рек Чикой и Хилок, а затем системы Амура. Вначале пробирались по старым, давно заброшенным дорогам, практически по бездорожью, ориентируясь только по карте, пока, примерно в районе г.Петровск-Забайкальский, не выбрались на транссибирскую автотрассу. По времени переезд занял семь дней. Из них более пяти пришлось на бездорожье. В Чите мы задержались на два или три дня. Сделанный в Читинском Геологическом Управлении доклад и живое общение Феликса Николаевича с геологами Управления вызвали большой интерес к его взглядам на проблемы гранитообразования, что отразилось впоследствии в серии публикаций и в нескольких диссертациях, подготовленных местными геологами по материалам своего региона., Из Читы мы спустились на юг, где в Агинских степях, вблизи рудника Спокойный рас-

полагался наш полевой лагерь., Феликс Николаевич ознакомился на месте с нашими наблюдениями. Осмотрел танталоносные амазонитовые граниты Орловского месторождения В карьере месторождения Спокойное с интересом осмотрел мощное жилообразное скопление кварца в апикальной части купола, а по поводу вольфрамо-берилиеносных грейзенов заметил: “Образование такой мощной толщи грейзенов указывает на близость магмы». Интересное замечание услышал и при осмотре Адун-Челонского гранитного массива. У этого массива местами слабо проявлены контактовые роговики. Пересекая контактовый ореол, Феликс Николаевич мимоходом заметил: “Роговики испорчены гидротермальным метаморфизмом». Тогда я вспомнил однажды слышанную его фразу: “Контактный метаморфизм уничтожает сланцеватость, а гидротермальный её восстанавливает». Возможно в этом кроется одна из причина того, что в указаниях на ширину контактовых ореолов гранитных плутонов, имеющих примерно равные размеры, разными авторами упоминаются нередко слишком несопоставимые величины.

Защита диссертации на Объединенном Ученом Совете СО АН СССР по геологическим наукам в декабре 1965 годв прошла успешно и трудно сказать, кто из нас был более рад, я или Феликс Николаевич. Зинаида Павловна рассказывала, что, когда он возвратился с защиты домой, она его не узнала. Таким его еще не видела. Пальто распахнуто, возбужден и сразу же, еще не войдя в дверь, радостно: “Мы защитились!” За торжественным ужином в тот же вечер в столовой Академгородка после поздравлений друзей и коллег свое выступление я начал словами: “Мой тост, конечно, в Ваш адрес, Феликс Николаевич!” Потом неожиданно для себя заговорил о том, что Феликс Николаевич часто упоминает свой преклонный возраст и продолжил: “ Но ведь и я,- говорю,- не молод (мне было 35). Работать было не легко, и я часто задумывался, а стоило ли вообще всё это такого труда?” И вдруг слышу шёпот (мы сидели рядом): “Стоило, стоило...” Когда Феликс Николаевич с Зинаидой Павловной покидали наше застолье, я проводил их до дверей столовой и здесь, неожиданно для самого себя, в каком-то порыве, обнял Феликса Николаевича и крепко поцеловал. Реакцию Феликса Николаевича на столь не ординарный поступок не помню, а скорее всего тогда и не заметил. Вероятно и для него происшедшее было так же неожиданно, как и для меня. Здесь прервусь и расскажу о том, каким бывал Феликс Николаевич в поле и, вообще, каков он был вне официальной обстановки.

Поле Феликс Николаевич любил. Более того, он заболел, когда долго не выезжал на полевые работы. Однажды в маршруте (это было на Кольвани) мы присели отдохнуть. Феликс Николаевич разулся, снял рубашку, решил погреться на солнце. За этим занятием стал вспоминать. Во время войны он долго не мог выехать в поле. Из-за этого сильно переживал. И заметил, что у него на ногах стали появляться какие то мелкие волдыри, что-то вроде чирия. Врачи ничего путного сказать не могли, и он не знал, что ему делать. Однажды, случайно, он встретил свою двоюродную сестру (или племянницу). Она

была хорошим врачом. За обычным при встрече разговором он пожаловался на то, что с ним присходит. Она сразу же спросила, давно ли он был в поле? А затем объяснила, что такая же болезнь бывает у моряков, когда они долго не выходят в море. “Мой совет- сказала она,- выезжай скорее в поле”. Он любил поле, вероятно как и все геологи. Но может быть и более того, потому что вырос на Алтае, в предгорной степной его части, где мальчишкой много исходил здесь с ружьем или удочкой, исчезая на целые дни и ночи в этих вольных и благодатных местах. Проезжая по экспедиционным делам столь близкие его сердцу места, в коротких воспоминаниях Феликса Николаевича бывало не раз чувствовались нотки переживаний счастливого, но давно ушедшего времени! В поле он был всегда прост и никогда в общении со мной или с сотрудниками отряда не ощущалось давление его личности. Он никогда не вмешивался в организацию работы отряда, не отдавал каких-либо распоряжений, а при необходимости использовал старинную форму обращения: “В.В.!, распорядитесь, пожалуйста...”. Для посторонних лиц в нашей общей группе отряда это был обычный, ничем не выделявшийся пожилой человек, к которому незнакомые люди и обращались, соответственно, как к обычному встречному. Когда мы через несколько дней путешествия по Забайкалью на машине приехали в Читу, Феликс Николаевич предложил зайти в ресторан и нормально, по человечески пообедать. Одеты мы были по полевому. Феликс Николаевич в комбинезон с лямками через плечо и без ремня на животе, что особенно ему нравилось.. Выглядел он устало, был запылен, изрядно вспотевший. Ресторан был заполнен. Я оставил Феликса Николаевича около гардероба, а сам ушел в зал, чтобы через администратора найти два места. Когда возвратился, то застал весьма любопытную сцену. Толстая, пожилая гардеробщица с мрачным видом назидательно отчитывает Феликса Николаевича за его внешний вид и выражается примерно так: сюда приходят культурные люди, а вы... и т.д. А Феликс Николаевич глядит на нее с любопытством и невозмутимо слушает её причитания. Увидев меня, улыбнулся, поднялся со стула, и мы пошли в зал. Или другой, еще более интересный случай. Как-то, проезжая через Барнаул, Феликс Николаевич предложил заехать на базар, купить в дорогу хороших помидор и зелени. Одет он был в тот же, любимый им комбинезон, на голове соломенная шляпа. Идем, пробираясь через базарную толчею. Впереди Феликс Николаевич, я за ним. Вдруг раздается крик: сторонись...! Вижу, какой-то рабочий несет на плечах лоток с овощами, грубо расталкивая людей, и на его пути подвернулся Феликс Николаевич. Рабочий что-то выкрикнул. Но я расслышал только ответ: “Сам дурак!” Феликс Николаевич повернулся ко мне, весело улыбнулся, и мы пошли дальше. Вот так легко и с достоинством он вышел из этой, явно неприятной ситуации.

В поле в те времена бывали проблемы с питанием И мне иной раз приходилось решать дилемму: заниматься геологией или искать более подходящие к возрасту Феликса Николаевича продукты питания. Без долгих раздумий я

обычно решал этот вопрос в пользу геологии. Феликс Николаевич не проявлял никаких признаков неудовольствия и пытался тем, что и мы, хотя, вероятно, ему в его возрасте нелегко было переносить подобные жизненные обстоятельства. При всей строгости отношения к тому, что касалось науки и, вообще, любого серьезного дела, Феликс Николаевич был настоящим демократом в истинном значении этого слова. Однажды мы обедали с ним в столовой Дома Ученых. Когда выходили, встретились с В.С.Соболевым. После приветствий и нескольких обычных при встречах фраз Владимир Степанович поинтересовался у Феликса Николаевича, отчего он не пошел в малый Дом Ученых (для членов Академии Наук). Там, говорит, лучше обслуживают. На что Феликс Николаевич ответил: “Вы знаете, ведь здесь все-таки более демократично”. И это были не пустые слова.

Пройдя в молодости военную службу, Феликс Николаевич ценил хорошие стороны армейских порядков, о чем неоднократно высказывался. Но это не мешало ему, однако, иной раз и пошутить: “Когда Бог раздавал разум, - как-то высказался он, - военные были на маневрах” При всей своей демократичности он понимал значение субординации в деловых обстоятельствах жизни. Вспоминается случай из первых месяцев моей работы в лаборатории, когда она располагалась еще в городе, на Советской, 20. Кончился рабочий день. Уходя, уже одетый в пальто, Феликс Николаевич заглянул в комнату, где я работал, поинтересовался чем занимаюсь, увидел довольно редкую книгу “Петрология” Г.Л.Оллинга (1941г), и тут же заметил, что книга хорошая. Затем спросил, иду ли домой и предложил пойти вместе. “Давайте, зайдём в Институт (на ул.Мичурина), - сказал он по дороге, - там делает доклад Ю.А.Кузнецов, послушаем его». Мы шли по аллее Красного Проспекта в непринужденном общении и вели обычный разговор, главным образом на литературные темы. Но как только подошли к дверям института, в какое-то мгновение я почувствовал - нет, не увидел, а именно почувствовал внезапно возникшую его отстраненность. Рядом со мной был уже не дружески расположенный попутчик и собеседник, а в двери входил официального вида строгий профессор. Войдя в зал заседаний, Феликс Николаевич, не оглянувшись на меня, прошел к креслам первых рядов, а я отправился к задним. “Каждый сверчок должен знать свой шесток” - гласит народная мудрость.

Литературу Феликс Николаевич знал хорошо и, судя по всему, интерес к ней был важным компонентом его жизни. Желая подчеркнуть необычность или, наоборот, типичность чего-то, пошутить или прокомментировать что-то, мог остроумно, во время и к месту процитировать Пушкина и Грибоедова (особенно часто), Лермонтова (Песня об удалом купце Калашникове), Гомера или русскую былинку “Авдотья Рязаночка” - это то, что сейчас приходит на ум из лично мною слышанного, Кстати, о существовании в старорусской литературе такого своеобразного и мудрого сказания, как упомянутая былина о полном смертельной опасности походе простой русской бабы из разоренной Рязани

в стан татарского хана, чтобы выручить из плена своих мужа, брата и сына, я услышал впервые от Феликса Николаевича. Увидев у меня какую-нибудь книгу, он тут же, несколькими фразами мог высказаться о тех или иных её особенностях, причем в самом широком диапазоне художественных вкусов и исторических пристрастий. Увидев, например, “Крушение империи” М.Козакова, заметил: “Видно, что автор хорошо знал верхи общества”. Заметив “Доменчики” А. Бека, рассказал интересные эпизоды из истории создания “Копикуза” (дореволюционное акционерное общество “Копи Кузбасса” - предшественник знаменитых впоследствиистроек Магнитки и Новокузнецкого металлургических комбината) и расшифровал скрытые под вымышленными именами в книге настоящие фамилии его активных деятелей. Высоко ценил “Сагу о Форсайтах” Голсуорси и одновременно “Клима Самгина” Горького. Когда я сказал, что как не пытался, не могу читать Г.Успенского, согласился и пояснил: “устаревший язык”. Как-то поинтересовался, что я считаю лучшим у Гоголя. Когда я назвал “Мертвые души”, возразил. “Нет - “Тарас Бульба”. Не так давно я перечитал Гоголя и все-таки остаюсь при своем мнении. Но как точно уловил Феликс Николаевич! Действительно, можно только восхищаться и одновременно удивляться, каким образом удалось Гоголю, будучи самому болезненным и физически слабым человеком, вложить такую мощь в созданный им образ! Но не только это, видимо, и кровь казацкого рода заговорила в Феликсе Николаевиче при чтении Тараса Бульбы!

Можно еще многое вспоминать. Неформальное общение с Феликсом Николаевичем всегда было интересно и поучительно. Разговоры на свободные темы были обыкновенно короткими и возникали от случая к случаю, навеянные обычно какими-нибудь событиями. Инициатива в них исходила обыкновенно от него. Особо подчеркну, что внутрилабораторные темы никогда не затрагивались. О его аресте и пребывании на Колыме я не расспрашивал. Сам он коротенько касался этой темы раза два или три. Причину внезапного ареста он сначала не мог понять. Когда узнал, что арестован также И.Ф. Григорьев (академик, директор ГИНа) удивился еще больше. “Мы,- говорит,- занимали настолько разные позиции в исследованиях, что если его сажать, то меня надо было бы награждать. И наоборот”.. С первого допроса бросил курить. Когда следователь предложил ему папиросы, заявил, что не курит. Не хотел быть в зависимости от его прихотей. Говорил, что физическое воздействие к нему не применялось, несмотря на то что протоколы допроса с надуманными признаниями не подписывал. Объяснял это тем, что повезло со следователем. “В условиях полевых работ наша охрана, - как-то сказал он,- по существу выполняла функции обслуживающего персонала”. Упомянул о совместных маршрутах с Ю.М.Шейнманом. “Он тектонист, а я петрограф и у нас хорошо получалось». Потом с веселой улыбкой добавил: “Когда мы выходили из палатки, иногда слышались реплики коллег - “опять два еврея пошли вместе!” Когда я высказался в том смысле, что если был бы жив М.А.Усов, то он бы их наверное

защитил, рассмеялся. “Да он первый был бы арестован! Единственный, кто обивал все пороги, чтобы нас выручить, был В.А.Обручев” В дополнение к сказанному укажу, что некоторые, к сожалению столь же краткие, сведения о пребывании Феликса Николаевича на Колыме можно прочесть в книге воспоминаний Н.А.Шило (Записки геолога, т.1, 2007), бывшего тогда в числе руководящих работников геологической службы Дальстроя.

ПОСЛЕДНИЕ ГОДЫ

В 1966 году Феликс Николаевич предложил мне выполнить исследование по расчету баланса вещества при палингенном образовании гранитоидных плутонов. О выборе объекта для этих целей он советовался с Л.В. Фирсовым, который рекомендовал цепочку небольших массивов существенно гранодиоритового состава на полуострове Пэвек, последовательно вскрывающихся эрозией на разные глубины. В свою очередь я обратился за советом к Главному Геологу Оренбургского Геологического Управления О.Ф.Родину, хорошо знакомому мне еще по Уралу. Олег Федорович рекомендовал Суундукский массив, залегающий в толщах осадочных пород Восточно-Уральского антиклинория и выслал выкопировку с карты последних геологических съемок. Обнаженный на площади около 1000 кв.км., сформированный в несколько фаз от диоритов и гранодиоритов с краевыми гнейсами до аляскитовых гранитов и с хорошо выраженной концентрической зональностью в размещении пород этот массив представлял собой достаточно типичную картину строения крупных гранитоидных плутонов, что и определило наш выбор. Однако, как выяснилось впоследствии, очень большие его размеры существенно усложняли работу. Два полевых сезона так и не дали возможности подойти вплотную к решению основной задачи. Но за это время удалось получить некоторые ценные наблюдения. Так, на одном из участков в северо-западной части района обнаружилось трансгрессивное перекрытие диорит-гранодиоритовых пород краевой части плутона аркозовыми песчаниками, которые в свою очередь прорывались биотитовыми гранитами. К сожалению собранные материалы так и не были до конца обработаны, а затем и вообще были утрачены..

В зимний сезон 1967-68 гг меня позвали к Феликсу Николаевичу. С ним в кабинете находился известный казахстанский геохимик К.М. Муқанов. Феликс Николаевич познакомил нас и говорит: “Вот (имя рёк) рекомендует для наших исследований Каркаралинский плутон.” Действительно, предложение было заманчиво. Хорошо обнаженный в условиях Центрально-Казахстанского мелкосопочника, это был достаточно крупный массив позднепалеозойских гранитоидов. Не так велик, как Суундукский, но столь же представительный и, в общем, примерно с таким же набором пород. К тому же он залегал не только в толщах терригенных пород, но частично и среди вулканических, в том числе основного состава, что предоставляло хорошие возможности для разно-

го рода сопоставлений. Ознакомившись в Алма-Ате и Караганде с фондовыми материалами, в полевой сезон 1968 года мы приступили к работе. На первом этапе необходимо было уточнить ряд вопросов внутреннего строения плутона, уточнить взаимоотношения его пород, Затем планировалось систематическое, по всему периметру плутона изучение контактов с вмещающими породами. Эта работа в сезон 1969 года выполнялась вместе с Феликсом Николаевичем, который находился в составе отряда целый месяц. И здесь у нас стали возникать серьезные расхождения. Феликс Николаевич понимал диорит-гранодиоритовые ассоциации пород, как гибридные зоны плутона, образовавшиеся в результате сброса возникающим палингенным расплавом избыточных компонентов по отношению к составу эвтектик биотитовых и аляскитовых гранитов.. Действительно, диорит-гранодиоритовые породы имели все черты гибридных образований и закономерно вписывались в процесс формирования плутона, составляя органически неотъемлемую часть его внутренней структуры. В составе плутона все породы объединялись общим ореолом контактовых роговиков. Но некоторые наблюдения меня настораживали. Местами площади распространения диорит-гранодиоритовых пород заметно отходили в стороны от выходов биотитовых и аляскитовых гранитов и, как бы, приобретали некую самостоятельность. И наоборот, в других частях плутона в зоне непосредственного контакта гранитов с вмещающими породами того же или близкого состава их не было. В контактах аляскитовых и биотитовых гранитов в последних наблюдались признаки перекристаллизации, но в очень своеобразной, “струйчатой” форме, развивавшейся, очевидно, под действием флюидов со стороны аляскитов. Участки биотитовых гранитов в массе аляскитовых выглядели как не полностью замещенные останцы. При общности пояса роговиков устанавливались различия в их составе, указывающие на привнос калия в область метаморфизма в местах залегания аляскитовых и биотитовых гранитов. Не выходили из головы и наблюдения, полученные при изучении Суундукского массива. В целом мне представлялся правильным ход мысли Феликса Николаевича, и я разделял его представления. Но конкретный фактический материал указывал на более сложное развитие процесса формирования Каркаралинского плутона. Образование гибридного вида пород диорит-гранодиоритовых ассоциаций по моему мнению не находилось в прямой зависимости от образования магм биотитовых или аляскитовых гранитов, Наблюдаемые явления гибридности казались мне внутренне присущей особенностью формирования пород самой диорит-гранодиоритовой ассоциации. Приступая к совместной работе на Каркаралинском плутоне, Феликс Николаевич как-то сказал: “ В.В.! У нас с Вами хорошо получается. Мне уже трудно работать в поле, а ваши наблюдения позволяют глубже продумывать проблему. В свою очередь это и вам дает толчки в вашей работе”. И вот новый конфликт.

Мы совершали маршрут в восточной краевой части плутона в поле распространения диорит-гранодиоритовых пород. И, как нарочно, это был тот

случай, когда вмещающие породы плутона на небольшом участке были представлены здесь вулканитами основного состава, Феликс Николаевич поднимает образец, рассматривает его и спрашивает: “ Это гибридная порода?” И продолжает: “Здесь процесс магмообразования захватил породы основного состава и появились гибриды” На что я упрямо, имея в виду всю проблему в целом, повторяю -”нет!” Сопровождающий нас студент-практикант со словами: “и вот гибридная порода”, - услужливо подает Феликсу Николаевичу еще один образец. Но Феликс Николаевич, не глядя на него, в раздражении отшвыривает образец, и мы продолжаем путь дальше. Когда мы остались одни, Феликс Николаевич остановился и, глядя на меня, будучи явно раздражен, произнес: “В.В.! Вы постоянно стараетесь всё делать мне наперекор!” Мне тяжело было слышать такие слова и стало обидно, почти до слез. Я понимал его состояние. Знал, что он работает над монографией “Магмы и руды”, по существу завершающей его долгий путь в науке, и понимал, что ему крайне нужны для нее дополнительные материалы. Но что оставалось мне делать? “Феликс Николаевич,- говорю, - я только стараюсь делать работу как можно лучше” Мы стояли друг против друга, и только одна степь была молчаливым свидетелем этой драматической сцены. Немного постояв, мы отправились в лагерь. За ужином сохранялась натянутая обстановка. Окончив ужин, Феликс Николаевич спросил, что будем делать завтра. На мое предложение посмотреть недалеко, километрах в тридцати от лагеря, выходы пород того же комплекса, что слагают Каркаралинский плутон, но менее вскрытые эрозией, раздраженно ответил: “А зачем?” Я понял, что он очень устал. Немного подумал, отбросил в сторону дурное настроение и говорю: “Феликс Николаевич! Давайте завтра отдохнем. С утра порыбачим, к вечеру истопим баню, попаримся, а послезавтра можно и в путь, в Новосибирск!” При этих словах Феликс Николаевич сразу ожил и повеселел. Так мы и поступили.. Я проводил Феликса Николаевича до Новосибирска. По дороге у нас случилась авария. После очередной ночевки мы торопились, чтобы к вечеру добраться до дома. В 30 километрах от Академгородка на широкой бетонированной трассе “Барнаул-Новосибирск” шофер неожиданно пошел на обгон грузно идущего на подъем автобуса. Я не успел его предупредить, как навстречу из-за перевала выглянул лесовоз. Шофер сбросил скорость и вывернул на свою полосу, но было уже поздно. По инерции мы с сильным ударом врезались в медленно идущий перед нами автобус. Авария была небольшой. Автобус уходил далее, а мы остановились с разбитым лобовым стеклом и пробитым радиатором. Осколком стекла у Феликса Николаевича был поцарапан лоб, а я, сидящий сзади его, отделался легкими ушибами. На прицепе попутный грузовик дотащил нас до Академгородка. Зинаида Павловна сердечно поблагодарили меня за благополучное возвращение Феликса Николаевича “в целости и сохранности”. Я ничего не сказал, попрощался и ушел. Но еще долго, не зная почему, чувствовал за собой вину за то, что не смог тогда предотвратить этот единственный в наших многократных поездках опасный случай.

Через два дня я уезжал обратно в поле. Перед отъездом зашел к Феликсу Николаевичу. Он был обычен. Прощаясь сказал: “Работайте” Сказано было спокойно, без назидательных нот и каких-либо наставлений, из чего я понял, что претензий к моей работе нет. На следующий год Феликс Николаевич поехал в поле с Н.А.Росляковым. В дальнейшем результаты исследований Каркаралинского плутона обсуждались в основном на лабораторных семинарах, когда в форме доклада предоставлялась возможность спокойнее и лучше обосновывать свои выводы. Сохранились некоторые заметки, написанные рукой Феликса Николаевича на оставленных в аудитории листках бумаги в ходе этих заседаний:

“Нельзя принять 3 этапа магмообразования - дифференциация. Тогда нужен ли привнос-вынос? Концентрирование - сущность дифференциации. Может быть и изменение роговиков?” “Неувязка. Главная задача - баланс. У него все свелось - три этапа, а не дифференциация расплава. Порядок -закономерности изменения состава. Вынос-привнос. Откуда» “Подсчитать в интрузиве, включая гибриды, и в породах (граниты + гибриды). Не считая роговики и считая их. М.б. граниты + гибриды = роговики”.

“1. Укрепилось палингенное происхождение гранит. массивов. Выделяет три этапа: гранодиориты, биотитовые граниты, аляскитовые граниты. Они должны быть палингенными - самостоятельными образованиями. И нет объяснения и доказательств изменения их состава. Пусть индуктивно последовательность правильна, что нового должно быть? а. Способы доказательства различия роговиков и б. Выявление причин - доказательств закономерного изменения в составе этих магм? В записке это положение отсутствует. Я знаю, как это доказать, но воздержусь, пусть подумает.

2. Говорит об изохимическом метаморфизме роговиков у гранодиоритов. Но отмечает “привнос” Si, K и F. Привнос откуда? А м.б. дифференциация?”

В рукописи отчета за пятилетку (1966-70 гг) сохранилось: “Группой В.В.Потапьева в районах Забайкалья и Казахстана детально изучались гранитоидные массивы... Устанавливается изохимический характер контактового метаморфизма у плутонов гранодиоритового состава и обильный избыток щелочей в роговиках аляскитовых гранитов”.

Из этих сохранившихся заметок Феликса Николаевича видна работа его мысли. Что-то им принималось, над чем-то он призывал задумываться меня. Шел нормальный диалог. Работа над его монографией приостановилась. Общение с Феликсом Николаевичем становилось реже. Эти редкие встречи с ним заканчивались, по обыкновению, словами: “Работайте, там посмотрим”. А время уходило... 24 октября 1971г был его день рождения. Группа сотрудников навестила Феликса Николаевича. Зная, что он болен и не желая лишний раз расстраивать его, я решил воздержаться от посещения и написал письмо, которым после поздравительных слов выразил свои искренние благодарные чувства к нему, как глубоко чтимому мною Учителю. А через 6 дней его не стало. Я дол-

го не знал, получил ли он мое последнее письмо и это тревожило мою душу. Вот его содержание, которое воспроизвожу по сохранившемуся черновику.

Дорогой Феликс Николаевич!

Не имея возможности поздравить Вас с днем рождения лично, я решил написать это краткое письмо и высказать Вам пожелание скорейшего выздоровления и хорошего расположения духа. Хочу в этот день также сказать несколько признательных слов.

Вы - мой Учитель и с Вами в моей жизни связано очень многое: и первые шаги в серьезной научной работе, и интересное направление исследований, составившее основной смысл моей жизни.

Для меня, как, очевидно, и для многих других, было всегда дорого общение с Вами. И порою невольно приходилось замечать, что многие события жизни, даже не относящиеся прямо к работе, меряешь Вашими мерками, вспоминаешь Ваши суждения, Ваши оценки; часто думаешь о том, а что бы сказали Вы, а как бы Вы отнеслись к этому...

Называя Вас своим Учителем, я так же ясно осознаю и то, что нередко Вам было со мной трудно, что чем-то расстраивал Ваши ожидания, но утешал себя тем, что все еще поправимо, лишь бы сделать работу лучше... Не знаю, насколько я в этом заблуждался...

Думаю, что Ваш природный сильный дух победит и на этот раз, и мы еще будем иметь не одну счастливую возможность услышать Ваши строгие, без прикрас, замечания и оценки, как бы они порой тяжелы не были"

Подпись и дата - 24.10.71г.

Как уже сказано, я долго не знал, успел ли Феликс Николаевич получить мое письмо. В один из своих приездов я, как всегда, приезжая в Академгородок, навестил Зинаиду Павловну и в ходе разговора спросил у неё. "Да, да,- ответила она. В тот день пришло три письма., одно из них ваше. Я передала ему письма и вышла, а когда вернулась, увидела: в руках он держит ваше письмо, а сам выглядит расстроенным. Я знала, что в ваших отношениях были какие-то осложнения и спросила: может быть не следовало давать это письмо ? Нет, - ответил он,- ты правильно сделала. И сказал: Ты знаешь, Зи! Я им нужен. Послушай. Раскрыл письмо и, как это бывает, когда читаешь без очков, приблизил письмо к прищуренным глазам и прочитал его мне; потом откинулся на подушку и опять повторил: я им нужен. Все эти дни он плохо ел, почти не прирагивался к пище, а тут, как-то неожиданно вспомнил и спросил: Ты что-то мне предлагала поесть, давай я поем, мне захотелось есть. Потом взял бумагу из папки, которую ему принесла, и стал что-то писать, но вскоре почувствовал себя усталю.

В последние минуты жизни, очевидно почувствовав конец, - продолжила Зинаида Павловна, - он смог только произнести: "Ох, не успел...!" и потерял

сознание. Затем, вероятно уже в состоянии агонии, он вновь испытал прилив сил, приподнялся, рванул, задыхаясь, на груди рубаху и с криком - пустите, пустите, я им нужен, замолчал навсегда. В папке, что была с ним, сохранился лист бумаги с подчеркнутым заголовком “Мое окружение”. И три письма, из которых одно так и осталось не распечатанным. Когда я спросил, а где же тот лист бумаги, она подошла к письменному столу, показала рукой и сказала: “был тут”. Всё сказанное Зинаидой Павловной было дословно записано мной в тот же день сразу после визита и хранится в моем архиве.

Вновь, уже в который раз, просматриваю статью “Материалы по геологии Таналык-Баймакского меднорудного района”, с которой началось мое знакомство с Феликсом Николаевичем. Сопоставляю даты и не перестаю удивляться. Полевые геологические исследования он выполнял в 1926 году, на четвертом году после окончания Института. Им тогда была изучена нижняя часть разреза палеозоя Магнитогорского синклиория, А верхнюю часть его через тридцать лет, но также на четвертом году самостоятельной работы довелось достраивать мне. Мне было трудно расставаться со своей работой на Урале - она шла хорошо, устройства в жизни я не искал. Но какая-то неведомая сила не давала покоя и куда-то влекла меня дальше, пока не привела к Феликсу Николаевичу. Мистика? “Счастлив тот, кто может провести связь конца жизни с её началом”, - сказал Гёте. “Спасибо, Судьба”, - скажу и я.

Москва, 2010, 2012

Содержание

Предисловие.....	3
I. Региональный и контактовый метаморфизм в процессе гранитобразования.....	7
II. Гранит-порфировые и риолитовые куполы, как промежуточные образования в процессе формирования гранитоидных plutонов.....	80
III. Пульсационный характер кристаллизации гранитной магмы и основные черты процесса формирования Хангилайского plutона.....	98
IV. Магнитогорский plutон.....	120
Список литературы.....	173
Приложение № 1.....	182
Приложение № 2.....	187
Феликс Николаевич Шахов (из воспоминаний).....	191

Потапьев Владимир Васильевич

**Геологические проблемы формирования
гранитоидных плутонов**

Издание второе

Верстка: *Якунин А.В.*
Формат 60x84/16
Усл.печ. л.: 13,75
Гарнитура «Times New Roman»

«Полиграф сервис»
123557, г. Москва,
Пресненский вал, д.27, стр. 23
Тел.: (499) 253-21-07
E-mail: pservice1@mail.ru
www.pservice.ru