

Е. Х. ТУРУТАНОВ, Ю. А. ЗОРИН

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ
ГРАНИТНЫХ
ПЛУТОНОВ
МОНГОЛИИ
И ЗАБАЙКАЛЬЯ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ
СОВМЕСТНАЯ СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ
АН СССР И АН МНР

Е. Х. ТУРУТАНОВ, Ю. А. ЗОРИН

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ
ГРАНИТНЫХ
ПЛУТОНОВ
МОНГОЛИИ
И ЗАБАЙКАЛЬЯ

Ответственный редактор
докт. геол.-мин. наук Ф. А. Летников



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1978



2585

На основании интерпретации гравитационных аномалий получено представление о форме и размерах послескладчатых гранитных плутонов некоторых районов Монголии и Забайкалья. Рекомендуется использовать данные о морфологии интрузивов для ориентировки поисков месторождений вольфрама и олова. Установленные особенности формы и размеры гранитных тел согласуются с гипотезой всплывания крупных скоплений гранитной магмы под действием архимедовой силы.

Книга рассчитана на геофизиков и геологов, интересующихся проблемой гранитов.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение морфологии послескладчатых гранитных плутонов имеет большое научное и практическое значение. Сведения о форме и размерах интрузивных тел дополняют информацию, используемую при разработке представлений об их образовании и механизме проникновения в верхние части земной коры. С кислыми послескладчатыми гранитами генетически и пространственно связана подавляющая часть месторождений и рудопроявлений вольфрама, олова и других редких металлов. В Восточном Забайкалье, например, месторождения первых двух элементов локализуются преимущественно в экзоконтактовых зонах над кровлей мезозойских гранитных массивов. Другие редкие металлы образуют промышленные скопления в эндоконтактовых зонах апикальных частей интрузивов. Такое распределение минерализации, естественно, вызывает интерес к морфологии кровли гранитных плутонов, так как при этом могут быть получены важные сведения для ориентировки поисковых работ в районах, где рудоносные граниты слабо вскрыты на уровне современного денудационного среза.

Возможности чисто геологических методов в решении этой задачи ограничены. Детальные структурные съемки позволяют реконструировать первичную форму обнаженных частей плутонов. Экстраполяция полученных данных на невскрытые части интрузий дает результаты лишь в применении к узким зонам, непосредственно примыкающим к выходам гранитов. Бурение же глубоких скважин в районах, перспективы которых еще недостаточно ясны, может оказаться экономически неоправданным.

При изучении морфологии гранитных интрузий наиболее приемлемо применение геофизических методов, которые позволяют в ряде случаев определить форму и размеры плутонов со степенью приближения, достаточной для общих теоретических разработок и для ориентировки поисковых работ. Во многих регионах накоплен значительный опыт по решению такого рода задач (Юнаковская, Дистанова, 1960; Аристов и др., 1960). В 1958—1959 гг. один из авторов предлагаемой монографии изучал геофизическими методами морфологию мезозойских плутонов Агинской зоны Забайкалья (Зорин, 1962—1964). Позже подобные исследования выполнялись по всей территории Восточного Забайкалья (Зорин, Бугров, 1964; Темников и др., 1964; Таусон и др., 1969; Канищев, Менакер, 1971). В геологических условиях этого региона главным методом определения морфологии мезозойских гранитов стала гравиметрия. На территории МНР аналогичные исследования в небольшом объеме проводились в районе Их-Хайрханского рудного узла (Гришко, Капсамун, 1968).

В 1972—1973 гг. авторы настоящей работы в составе Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР изучали морфологию гранитных плутонов МНР гравиметрическим мето-

дом¹. Большая часть полевых исследований, послуживших фактографической основой книги, выполнена в двух районах развития мезозойских гранитов: в междуречье Ульдзы и Ималки и на восточном продолжении Их-Хайрханской группы интрузий. Кроме этого в монографии рассматривается западная часть Агинской зоны Восточного Забайкалья на территории СССР. Последний район по геологическому строению представляет единое целое с междуречьем Ульдзы и Ималки. Поэтому в тексте мы объединяем их под названием Агинско-Ульдзинской площади.

Следует отметить, что все перечисленные районы сходны в геологическом отношении. Они сложены преимущественно песчанико-сланцевыми толщами палеозоя и нижнего мезозоя, которые сравнительно однородны по плотности. Развитые здесь мезозойские интрузии представлены в основном кислыми и ультракислыми гранитами, что обеспечивает их относительно невысокую плотность. Интрузии эти крупны по размерам и создают заметные отрицательные аномалии силы тяжести. Рассматриваемые районы расположены в юго-восточном обрамлении Хэнтэй-Даурской зоны, которая испытала интенсивное поднятие в мезозое. По сравнению с центральными частями указанной зоны мезозойские и кайнозойские движения в ее обрамлении не были значительными, что обусловило небольшую глубину денудационного среза мезозойских интрузий (Зорин, Старченко, 1966). Последнее обстоятельство позволяет получить представление о первичных формах мезозойских гранитных плутонов.

Монголия и Восточное Забайкалье являют собой достаточно типичный регион проявления послескладчатых интрузий. Мезозойские граниты здесь прорывают смятые в складки толщи нижнего мезозоя и палеозоя. По своему составу и сопутствующей минерализации они сопоставимы с послескладчатыми плутонами других регионов — позднемезозойскими гранитами Дальнего Востока и пермскими плутонами Казахстана. Поэтому можно надеяться, что выводы, полученные при интерпретации геофизических материалов в регионе, имеющем относительно простое геологическое строение (если говорить об однородности вмещающих пород), будут иметь в какой-то степени общее значение.

Кроме мезозойских интрузий мы рассматриваем Хан-Богдинский плутон щелочных гранитов, относимый к перми. Это интрузивное тело вмещается породами среднего — верхнего палеозоя и по времени своего внедрения, структурному положению также может быть отнесено к послескладчатым.

Авторы выражают искреннюю признательность М. М. Одинцову, Л. В. Таусону, Н. С. Зайцеву и В. И. Коваленко за всемерное содействие при работе над книгой.

¹ Кроме авторов в полевых работах принимали участие М. Р. Новоселова (1972 г.), В. А. Рогожина и В. И. Найдич (1973 г.).

МЕТОДИКА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ВОЗМОЖНОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ
ПРИ ИЗУЧЕНИИ МОРФОЛОГИИ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ

В основной своей массе кислые и ультракислые мезозойские интрузии Забайкалья и Монголии являются немагнитными. Лишь иногда в отдельных массивах в приконтактных зонах встречаются магнитные разности гранитоидов. В них содержание магнетита несколько увеличивается наряду с некоторым увеличением основности. Эти явления, видимо, связаны с процессами ассимиляции и контаминации. Обычно тела пород повышенной основности имеют неправильную форму и сравнительно небольшие размеры. Поэтому количественная интерпретация связанных с ними магнитных аномалий не позволяет получить представление как о форме гранитного массива в целом, так и о конфигурации отдельных частей его контакта со вмещающими породами (Зорин, 1962).

Применение электроразведочных методов (профилирование и ВЭЗ) для изучения подземной геометрии плутонов обычно не эффективно из-за слабого и неустойчивого различия гранитов и вмещающих пород по удельному электрическому сопротивлению. В некоторых случаях (Хапчерангинский массив) электропрофилированием удастся оконтурить зону развития роговиков, окружающих гранитные плутоны (Зорин, Бугров, 1964). Были попытки определить с помощью ВЭЗ глубины кровли Шерловогорских гранитов на участке, где она погружается под вмещающие породы (Аристов и др., 1960). Однако полученные результаты в отдельных местах вызывают сомнение из-за сложной формы кривых зондирований, причинами которой являются, видимо, как слабая дифференциация разреза по сопротивлению и наличие негоризонтальных границ раздела, так и сравнительно резкая расчлененность рельефа, обычная в районах развития мезозойских гранитоидов.

Опыт применения сейсмических методов для определения формы и размеров гранитных массивов в Забайкалье и Монголии, к сожалению, отсутствует. Радиометрические методы в силу своей специфики содержат информацию об очень тонком слое горных пород и в принципе не могут быть использованы для изучения глубинного строения интрузивных тел с дневной поверхности.

Лучшим геофизическим методом для изучения морфологии гранитных плутонов, прорывающих песчанико-сланцевые складчатые толщи Забайкалья и Монголии, является гравиметрия. Сравнительно небольшой, но стабильный по величине недостаток плотности гранитов относительно вмещающих пород обеспечивает существование над крупными телами гранитов отрицательных аномалий силы тяжести, которые надежно фиксируются при средне- и крупномасштабных гравиметрических съемках. Следует отметить, что в условиях Дальнего Востока (Лишневский, 1965), Казахстана и Карелии (Юнаковская, Дистанова, 1960) кислые граниты также создают заметные гравитационные аномалии. Количественная интерпретация последних с учетом геологических данных позволяет получить приближенное представление о форме и размерах гранитных плутонов.

ВЫДЕЛЕНИЕ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ, СВЯЗАННЫХ С ГРАНИТНЫМИ ИНТРУЗИЯМИ

Для изучения глубинного строения кислых по составу интрузивных тел использовались гравитационные аномалии в редукции Буге. Получены они в результате обработки материалов среднемасштабных гравиметрических съемок с плотностью наблюдений 1 пункт на 4—8 км². Точность определения аномалий Буге составила $\pm 0,6$ —0,8 мгл. Примененная нами методика гравиметрических съемок не отличалась от общепринятой.

Как уже отмечалось выше, массивы кислых интрузивных пород, прорывающие складчатые песчанико-сланцевые толщи, отражаются в гравитационном поле отрицательными локальными аномалиями. Последние иногда близки к изометричным, но чаще являются линейно-вытянутыми, так как интрузивные тела обычно вытянуты вдоль контролирующих их разломов. Отрицательные аномалии сходной интенсивности в рассматриваемых районах наблюдаются также и над позднемезозойскими впадинами, заполненными кластическими континентальными отложениями верхней юры — нижнего мела. Понижения поля силы тяжести могут быть и над крупными синклиналиными структурами вмещающих толщ, так как низы разреза сложены плотными породами (Зорин, 1964). Для решения поставленной задачи последние два аномалиеобразующих фактора являются мешающими.

Для определения природы отрицательных локальных аномалий необходимо сопоставлять гравитационное поле с геологическими данными. Если денудационный срез глубокий и выходы гранитов соответствуют общей площади кровли плутона или ее значительной части, то изоаномалы гравитационного поля приблизительно согласуются с контурами массива, выявленными в процессе геологического картирования. Но в большинстве случаев денудационный срез неглубокий и на земной поверхности обнажаются лишь апикальные части небольших по площади выступов кровли плутона. В такой ситуации в пределах общей отрицательной аномалии, соответствующей всему интрузивному телу, выделяются локальные минимумы высокого порядка, совпадающие с выходами гранитов. Установление подобных закономерностей в совокупности с данными денситометрии о пониженной плотности гранитов позволяет однозначно выделять аномалии, связанные с интрузиями.

Если тело кислых интрузивных пород не имеет выходов на поверхность, «гранитную» природу аномалий можно установить с той или иной достоверностью, исключая возможность ее соответствия другим перечисленным выше объектам. При этом необходимо использовать всю информацию, содержащуюся в геологических картах. Существование на глубине «слепого» гранитного массива может прямо подтверждаться наличием зон развития роговиков, даек и эффузивных покровов, близких по составу и возрасту к изучаемым интрузиям. Позднемезозойские впадины и синклиналиные структуры вмещающих граниты толщ, которые создают мешающие аномалии, обычно достаточно надежно выявляются в процессе геологических съемок. При определении природы отрицательных гравитационных аномалий необходимо учитывать вероятность того, что современные депрессии, в пределах которых картируются только кайнозойские отложения, унаследованы от позднего мезозоя. Так как мощность слабо уплотненных позднемезозойских осадков в них может оказаться значительной, им могут соответствовать интенсивные гравитационные минимумы. Поэтому следует уделять внимание соотношению местоположения и простираения современных депрессий и отрицательных гравитационных аномалий.

После того, как интересующие нас аномалии опознаны на гравиметрической карте, их необходимо количественно отделить от аномалий-помех, имеющих другую природу. При отсутствии дополнительной информации о пространственной форме геологических объектов (мы имеем дело именно с такой ситуацией) эта операция возможна лишь в случае, если аномалии различаются по ширине и горизонтальным градиентам, т. е. по своим спектрам. В нашем примере «полезные» аномалии являются локальными. Минимумы, наблюдаемые над депрессиями, соизмеримы с ними по ширине. При взаимном наложении таких аномалий разделить их невозможно. Однако совместный анализ гравиметрических и геологических карт показывает, что подобное наложение сравнительно редко. Чаще встречается такая ситуация, когда минимумы, связанные с гранитами, осложнены региональным фоном, который создается особенностями глубинной структуры и плотностными неоднородностями вмещающих пород. Аномалии регионального фона более широки и пологи в сравнении с «гранитными». Поэтому предположение о линейном изменении регионального фона по коротким профилям, секущим интересующие нас гравитационные минимумы поперек их вытянутости, видимо, не вызовет больших погрешностей.

Региональный фон определялся для каждого поперечного профиля отдельно как прямая наклонная линия, асимптотически приближающаяся к пологим участкам графика, которые наблюдаются на значительном удалении от центральных частей минимумов. Часто эта прямая линия проводилась как касательная к вершинам максимумов, окружающих исследуемую аномалию. Значения локальной аномалии в каждой точке профиля выводились графически, т. е. измерялось вертикальное расстояние от линии регионального фона до графика аномалии Буге. Полученные таким образом значения способствовали затем выяснению характера изменения регионального фона по продольным профилям. В данном случае региональный фон определялся как плавная кривая, проходящая через его значения в точках пересечения продольных профилей с поперечными. Система взаимно увязанных таким способом профилей использована для построения схем локальных аномалий силы тяжести, связанных с гранитами.

МЕТОДИКА КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Приближенное представление о форме и размерах мезозойских интрузий можно получить методом подбора моделей, гравитационное влияние которых согласуется с выделенными аномалиями силы тяжести. Естественно, при этом должны быть учтены информация о плотности интрузий и вмещающих пород, геологические данные о местоположении выходов гранитов на земную поверхность. Метод подбора заключается, как известно, в последовательном построении ряда моделей и в решении прямой задачи гравиметрии для каждой из них. Последующие приближения строятся с учетом результатов сравнения гравитационного влияния предыдущей модели с наблюдаемым полем. Способы изменения формы и размеров моделирующего интрузию тела при каждом приближении выбираются, по сути дела, интуитивно, на основании опыта интерпретатора и общих физических представлений о соотношении между добавляемыми либо убираемыми массами и их гравитационными влияниями. Подбор имеет смысл вести до того варианта, когда отличия влияния модели от наблюдаемой аномалии станут равными погрешностям съемок либо меньше их.

В нашем случае, когда аномалии над телами гранитов имеют сложную форму, наиболее приемлемыми являются трехмерные модели.

Однако способы решения прямой задачи для трехмерных тел произвольной формы трудоемки. Применение ЭВМ снижает затраты труда на расчет гравитационных влияний. Но ввод исходной информации в машину занимает все же достаточно много времени, так как необходимо описать местоположение всех элементарных тел правильной формы, совокупностью которых моделируется сложный объект.

В начале работ на территории Забайкалья, когда ЭВМ для интерпретации гравитационных аномалий применялись еще мало (1958—1962 гг.), нами для решения прямой задачи были выбраны палетки К. Ф. Тяпкина (1961). По своему принципу они подобны известным двумерным палеткам К. Юнга и Д. А. Микова, но в них простирающиеся цилиндрических тел с горизонтальной образующей предполагается конечным. Каждая палетка рассчитана для тел, имеющих определенную длину $2a$ (последняя приближенно оценивается по особенностям гравитационного поля). Рассчитываемые значения аномалии относятся к профилю, проходящему перпендикулярно образующей цилиндрического тела на равном расстоянии от его концов. Однако комбинируя палетки с различными параметрами $2a$, можно учитывать неодинаковое удаление концов тела от расчетного профиля (Тяпкин, 1961).

С использованием этих палеток подбирается форма поперечного сечения тела. При этом предполагается, что последняя сохраняется на всем протяжении тела. Такое допущение в большинстве случаев не соответствует действительности. Однако, как показали оценки, мы имеем дело с объектами, уплотненными по вертикали, т. е. по сравнению с протяженностью по простирающему и даже вкрест простирающим их вертикальная мощность и глубина центра тяжести невелики. Поэтому гравитационное влияние элементарных объемов тела (вертикальная составляющая) сравнительно быстро убывает при их удалении по горизонтали от пункта, в котором производится вычисление аномалии. Следовательно, постепенное изменение формы поперечного сечения объекта по простирающему мало сказывается на результатах подбора в районе расчетного профиля. Это позволяет, с одной стороны, очень приближенно учитывать конечность тела по простирающему, а с другой — дает возможность проводить расчеты по серии достаточно удаленных друг от друга профилей, т. е. получать приближенное представление о характере изменения объекта по простирающему. При выборе палеток преследовалась цель учета конечности локальных особенностей плутонов.

Подбор сечений тел, моделирующих гранитные плутоны, начинался с поперечных профилей, пересекающих известные выходы гранитов на дневную поверхность. Места выходов определялись по геологическим картам, и их положение на профиле не изменялось в процессе подбора, т. е. часть контура тела считалась заданной.

После подбора всех поперечных сечений по обнаженным частям интрузий производились расчеты по осевым продольным профилям с использованием для выбора палеток полученных сведений о ширине массива. Известными также считались и вертикальные мощности плутонов в точках пересечения осевых профилей с подобранными ранее сечениями. Затем расчеты выполнялись по поперечным профилям, секущим гранитные массивы в тех местах, где они не вскрыты денудацией. При этом известными считались глубины верхней и нижней границ плутонов, полученные при интерпретации материалов по осевым профилям в точках их пересечения с поперечными. Мы пытались подобрать по каждому сечению наиболее компактное распределение масс с минимальным количеством апофиз. По результатам интерпретации построены, где это было возможно, схемы глубин верхней границы массивов. Линии равных глубин проведены путем интерполяции между расчетными профилями с учетом хода изоаномал на картах остаточных аномалий.

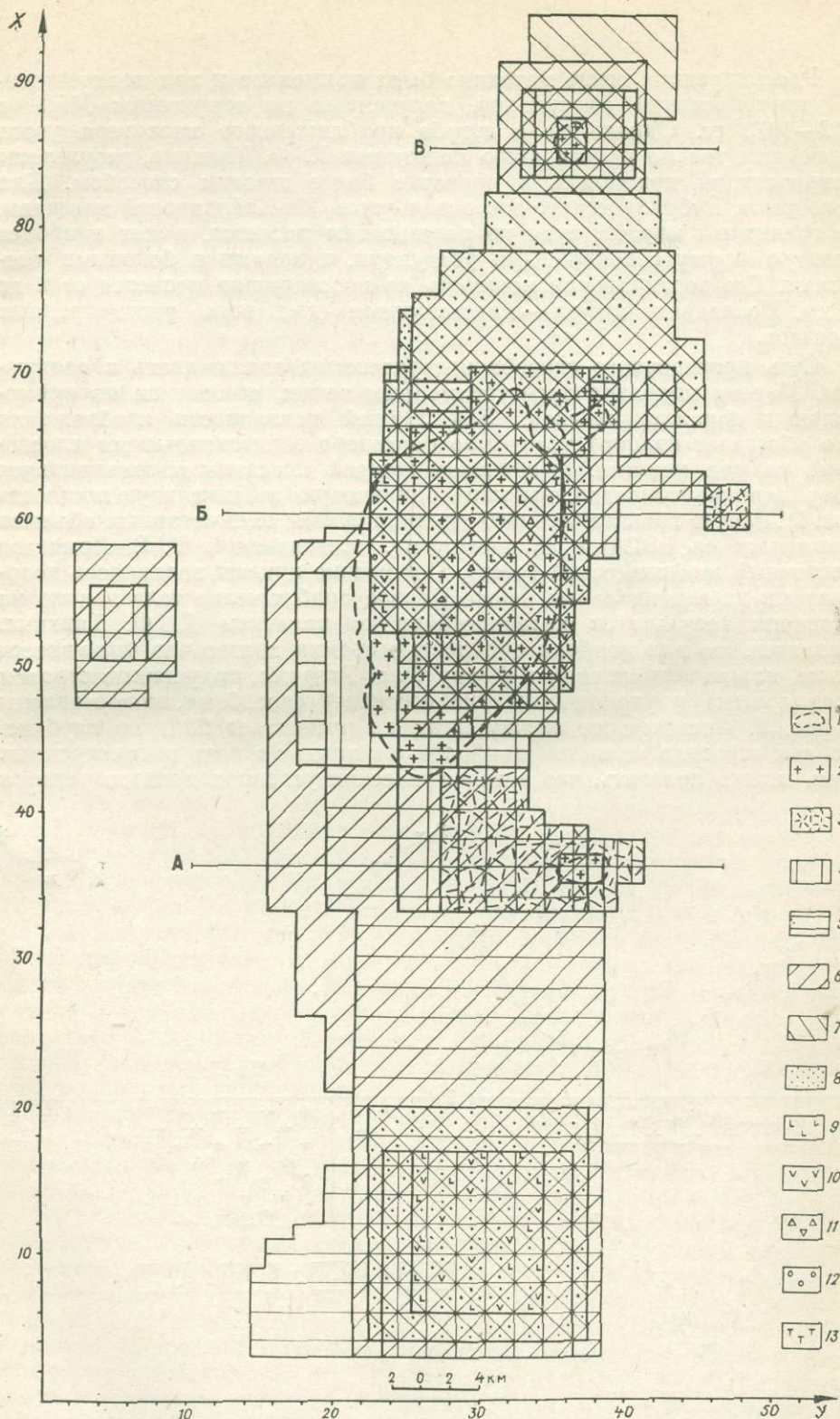


Рис. 1. Трехмерная модель тела гранитов, заданная совокупностью прямоугольных призм, для расчетов гравитационного влияния на ЭВМ. Окончательный вариант подбора формы северо-восточной части плутона, включающего Хушу-Улинский, Абдарынский и Баян-Баратуинский массивы (Их-Хайрханский район). 1 — контуры выходов гранитов на земную поверхность. Части тела, находящиеся в интервалах глубин (км): 2 — от 0 до 1; 3 — от 0,5 до 1; 4 — от 1 до 2; 5 — от 2 до 3; 6 — от 3 до 4; 7 — от 4 до 5; 8 — от 5 до 6; 9 — от 6 до 7; 10 — от 7 до 8; 11 — от 8 до 9; 12 — от 9 до 10; 13 — от 10 до 11; А, Б, В — профили, по которым проводилось сравнение результатов интерпретации палеточным и машинным методами.

Рассмотренная выше методика была применена и при количественной интерпретации материалов, полученных по территории МНР в 1972—1973 гг. Однако из-за сугубо приближенного характера учета конечности тел по простиранию палетками К. Ф. Тяпкина, результаты интерпретации нуждались в проверке более строгим способом. Для этого была выбрана северо-восточная часть Их-Хайрханской площади, где гранитный массив, судя по результатам расчетов, имеет наиболее сложную форму с локальными раздувами, куполами и боковыми апофизами. Его вертикальная мощность по простиранию меняется от 2 до 11 км. Последняя цифра — максимальная для всех рассмотренных массивов.

Суть проверочного способа интерпретации заключалась в следующем. Массив моделировался трехмерным телом, состоящим из прямоугольных параллелепипедов. Для лучшей наглядности изображения (что облегчает подбор) тело было разделено горизонтальными плоскостями на ряд пластин. В пределах каждой пластины рассматривался набор параллелепипедов, имеющих одинаковую вертикальную мощность (рис. 1). Расчет гравитационного влияния суммы элементарных объемов выполнялся на БЭСМ-4 по программе, составленной В. В. Ломтадзе (Восточный геофизический трест). Положение призмы задавалось координатами их вертикальных ребер. Первое приближение тела задано на основании результатов интерпретации по палеткам К. Ф. Тяпкина. Оказалось, что для подбора сточностью съемки достаточно было внести весьма малые исправления в форму тела. Разрезы, полученные строгим (трехмерным) и упрощенным (палеточным) способами, сопоставлены на рис. 2. Расхождение между ними не превышает 20% по глубине. Так как это тело является наиболее сложным из всех рассмотренных нами, можно полагать, что в специфических условиях данного региона

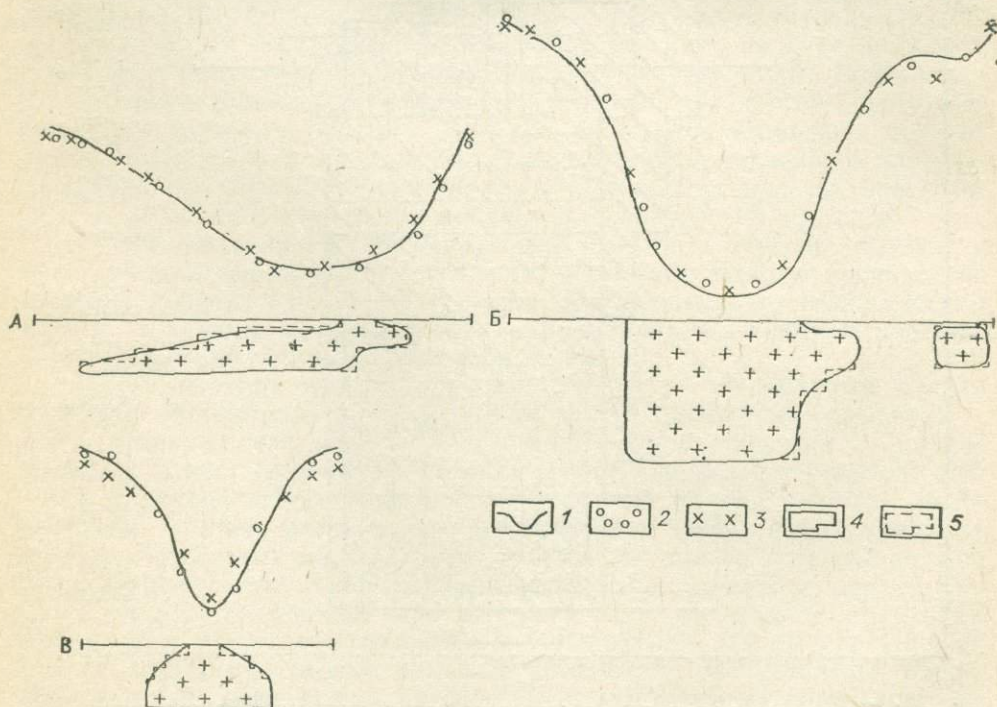


Рис. 2. Сопоставление результатов подбора сечений интрузивного тела при расчетах его гравитационного влияния по палеткам К. Ф. Тяпкина и на ЭВМ.
1 — график наблюдаемой локальной аномалии силы тяжести; 2, 3 — значения гравитационного влияния, рассчитанные по палеткам (2) и ЭВМ (3); 4, 5 — контуры поперечного сечения тела, подобранные по палеткам (4) и с применением ЭВМ (5). А, Б, В — см. рис. 1.

способ расчетов по палеткам К. Ф. Тяпкина вполне приемлем для интерпретации гравитационных аномалий, а более сложные способы решения прямой задачи, требующие применения ЭВМ, не обладают в сравнении с ними ощутимыми преимуществами.

ДОСТОВЕРНОСТЬ РЕЗУЛЬТАТОВ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Выбор метода подбора для интерпретации гравитационных аномалий диктовался как сложной формой тел, так и необходимостью учета геологической информации. В нашем случае главной частью такой информации является известное положение выходов интрузивных тел на дневную поверхность. Как известно, в общем случае решение обратной задачи (нахождение распределения гравитирующих масс по аномалии) является неоднозначным. Однозначно определяются только так называемые гармонические моменты тела — система выражений, в которые входит масса тела, координаты его центра тяжести, моменты инерции при вращении вокруг определенных осей. Перечисленные параметры в принципе могут быть найдены последовательно прямыми (аналитическими) методами, которые сводятся к вычислению несобственных интегралов по различным производным гравитационного потенциала.

Неоднозначность осложняется еще и тем, что аномалии известны нам с конечной точностью. В подобных условиях геометрические параметры, определяемые по гармоническим моментам, часто характеризуют не реальное тело, а какой-то эквивалентный объект. В частности, глубина центра тяжести, вычисленная по первому гармоническому моменту, соответствует предельной оценке. Если тело описывается выпуклой кривой, не имеющей изломов, и его сечение близко к изометрическому, то фактическая глубина его центра тяжести будет близка к предельной оценке. Однако, если объект имеет форму уплощенной по вертикали линзы с постепенно утончающимися краями, то его центр тяжести будет расположен выше предельной глубины. Иными словами, увеличивая величину избыточной плотности и меняя характер изменения вертикальной мощности по краям линзы, всегда можно в пределах точности съемки подобрать тело, которое расположено выше глубины, рассчитанной по гармоническому моменту. Последняя глубина является предельной в том смысле, что строго говоря, невозможно подобрать распределение масс, имеющих один знак избыточной плотности, с центром тяжести, расположенным ниже нее (Маловичко, 1956). Но практически такой подбор произвести можно из-за конечной относительной точности определения аномалии (что особенно характерно для ее краевых частей), однако лишь до некоторого интервала глубин при относительно небольшом изменении величины избыточной плотности. Нижняя наиболее глубокая часть тела мало влияет на общее поле силы тяжести.

Из указанного выше следует, что чрезвычайно важным при применении метода подбора является определение избытка (в нашем случае — недостатка) плотности объекта. Неверная плотность приведет к весьма большим искажениям формы тела и его размеров. Выбор среднего значения недостатка плотности осуществлялся по наиболее хорошо изученным гранитным плутонам Восточного Забайкалья. Данные денситометрии указывали на то, что этот параметр для ряда гранитных массивов довольно стабилен и составляет $0,1 \text{ г/см}^3$ (см. следующую главу). Однако это значение определено по образцам, отобранным либо из обнажений, либо из керна неглубоких скважин. Оставалось неясным, насколько оно характеризует весь объем интрузивного тела.

Для исследования этого вопроса нами прямым методом рассчитаны глубины центров тяжести трех гранитных массивов Забайкалья: Урдо-Таптанайского, Адун-Челонского и Бугунтуевского. Над ними наблюда-

ются довольно интенсивные гравитационные аномалии. Последние приведены к двумерным путем их интегрирования по серии профилей, перпендикулярных к расчетному. Определение глубин центров тяжести массивов выполнено по предложенной одним из авторов (Зорин, 1963) модификации прямого метода интерпретации гравитационных аномалий, когда предложенный А. И. Заборовским (1955) способ хорд применяется к вариантам реализации прямого метода, разработанным К. Ф. Тяпкиным (1961). Этот прием позволяет определить предельную глубину центра масс по аномалии, известной на ограниченном отрезке профиля, при неизвестном постоянном уровне регионального фона.

Затем, с применением палеток К. Ф. Тяпкина, по тем же массивам подобраны серии разрезов с различными значениями недостатка плотности. Подбор выполнялся по аномалиям, наблюдаемым на профилях, проходящих через центральные части тел попереk их вытянутости (все перечисленные выше плутоны выходят на дневную поверхность). Значения недостатка плотности варьировали от 0,06 до 0,14 г/см³. Для каждого сечения тел, полученного методом подбора, графическими приемами определялся центр тяжести. Его положение сравнивалось с данными прямого метода. Оказалось, что лучшее соответствие глубин достигается в случаях, когда при подборе используется недостаток плотности 0,08—0,1 г/см³. Так как это значение практически совпадает с приведенными выше результатами денситометрии, можно полагать, что оно достаточно надежно характеризует гранитные плутоны во всем объеме и его применение при подборе не приведет к большим искажениям размеров тел.

Однако использование значения истинной плотности и дополнительной геологической информации о положении выходов тела на дневную поверхность, к сожалению, еще не избавляет от элементов неоднозначности интерпретации. Если обнажена практически вся кровля плутона (см., например, материалы по Абдарыинскому массиву во 2-й главе), т. е. если контуры сечения тела оказываются известны на значительном интервале, форма тела определяется довольно достоверно. В случаях, когда размеры выходов малы, форма тела в значительной мере неоднозначна. Примером могут являться варианты подбора поперечного сечения Урдо-Таптанайского массива (рис. 3). Подбор производился в пределах точности гравиметрической съемки при одном и том же значении недостатка плотности. Сопоставление вариантов, видимо, может привести к затруднениям, особенно начинающего гравиметриста. Однако дело обстоит не так плохо, как кажется на первый взгляд. Во всех случаях глубина центра тяжести и площадь поперечного сечения остаются одинаковыми с точностью 10%, а квазисимметричной аномалии соответствуют почти симметричные тела. Вполне очевидно, что резкая

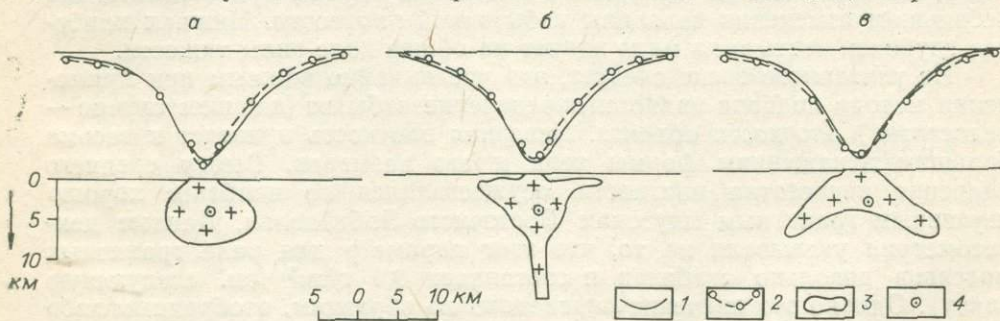


Рис. 3. Варианты подбора формы интрузивного тела (гравитационные влияния одинаковы в пределах точности определения аномалии).

1, 2 — графики наблюдаемой гравитационной аномалии (1) и гравитационного влияния моделей (2); 3 — контуры поперечных сечений моделей; 4 — центры тяжести площадей поперечных сечений моделей. $Z_{ц}$ (км) = 4,4 (а); 4,6 (б); 4,3 (в); S (км²) = 73 (а, б); 77 (в).

асимметричность аномалии всегда приведет к подбору несимметричного объекта, у которого можно определить общее направление погружения. Нетрудно видеть, что в первом варианте, где массы расположены компактно, без апофиз, кровля тела имеет наименьшую ширину (в идеале минимальной шириной будет обладать прямоугольник с высотой, равной удвоенной глубине центра тяжести). Ориентируясь при подборе на компактные тела, мы получаем оценки ширины площади кровли, близкие к минимально возможным. Так как одной из задач исследований подобного рода является ориентировка поисковых работ, а месторождения и рудопроявления вольфрама и олова концентрируются преимущественно в породах кровли плутонов, подобные оценки весьма полезны, поскольку определяются контуры площади, в пределах которой граниты на глубине заведомо существуют. Кроме того, если при таком варианте подбора ширина тела получается большей, чем его вертикальная мощность, то сам характер подобранной вытянутости поперечного сечения плутона устанавливается достоверно.

Весьма неточно определяется глубина верхней границы плутонов в тех местах, где она погружается под вмещающие породы. Если на кровле плутона в подобных местах имеются небольшие выступы, то они создают локальные аномалии высокого порядка. Рассматривая эти аномалии изолированно, можно оценить глубину центра тяжести выступов, как бы отделяя их от главного интрузивного тела. Такие оценки вполне выполнимы приближенными способами типа неравенств Смита. Они в какой-то мере позволяют контролировать результаты подбора.

Таким образом, количественно интерпретируя гравитационные аномалии, мы в большинстве случаев получаем довольно грубое представление о глубинной структуре гранитных плутонов, даже при известном недостатке плотности и учете положения их выходов на земную поверхность. При этом достоверно устанавливаются глубина центра тяжести, площадь поперечного сечения, общая асимметричность плутона. Ориентируясь на варианты компактного распределения масс, можно создать представление о минимально возможной площади кровли и определить уплощенность по вертикали (если она резко выражена). По локальным аномалиям высокого порядка вполне уверенно выделяются выступы кровли плутонов, не вскрытые денудацией. Однако выводы по глубине кровли подземных частей интрузий отличаются чрезвычайной неточностью. Скорее, здесь следует говорить лишь об оценке по порядку. Составленные нами схемы строения кровли плутонов дают лишь общее представление о глубинной структуре интрузий. В ряде случаев на них, видимо, сильно искажены глубины и пропущены боковые апофизы, вытянутые в горизонтальном направлении.

Итак, хотя гравиметрия дает сравнительно небольшое количество достоверных сведений о форме и размерах гранитных интрузий, эта информация достаточно важна для геолога и пока не может быть получена никакими другими методами с равными затратами средств.

**ГРАНИТНЫЕ ПЛУТОНЫ
АГИНСКО-УЛЬДЗИНСКОГО РАЙОНА****КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ
О ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ**

Северная часть района находится на территории СССР. Она относится к западной половине Агинской зоны Восточного Забайкалья. Геологическое строение этой зоны изучалось М. М. Тетяевым (1930), Ю. М. Шейнманном (1933), Н. А. Флоренсовым (1937), И. В. Лучицким (1941), В. С. Кормилицыным и др. (1963), М. С. Нагибиной (1963), В. А. Амантовым (1966), Т. М. Окуневой, В. В. Павловой (1966), Е. В. Барабашевым, Н. Н. Чабаном (1963), Е. В. Барабашевым, Н. А. Трущевой (1967) и другими. К настоящему времени район полностью покрыт среднемасштабными геологическими съемками, которые выполнялись под руководством Е. В. Барабашева, Е. А. Белякова, Н. Н. Чабана. На отдельных площадях выполнены мелкомасштабные геологические работы.

Южная часть района, расположенная на территории МНР, изучалась А. Д. Каленовым (1947), А. Х. Ивановым и др. (1953), Н. А. Мариновым (1967), Л. П. Зоненшайном и др. (1971). Среднемасштабные геологические съемки здесь выполнялись под руководством А. Д. Каленова, А. Х. Иванова, О. Т. Литенко, Ю. С. Вязовова.

Схема геологического строения междуречья Аги и Ульдзы составлена нами на основании обобщения материалов перечисленных выше исследователей. Следует отметить, что геологические съемки в северо-восточной Монголии проведены в 40—50-х годах. С тех пор на смежных площадях СССР возраст отдельных толщ подвергся пересмотру. В частности, акшино-илинская серия, относимая раньше к среднему, а затем к верхнему палеозою, в настоящее время считается раннемезозойской (Барабашев, Трущева, 1967). Аналогичные по составу песчано-сланцевые толщи картируются и в монгольской части района. На геологической карте МНР под редакцией Н. А. Маринова (Геологическая карта, 1966) показаны значительные площади развития верхнепалеозойско-раннемезозойских осадочных образований. Однако они выделены преимущественно на основе камерального пересмотра материалов и редких контрольных маршрутов. Поэтому можно полагать, что границы между указанными образованиями и нижележащими толщами среднего палеозоя в ряде случаев неточные. Но это не имеет принципиального значения для решения нашей задачи, так как по плотности породы среднего палеозоя и нижнего мезозоя практически не различаются. В связи с этим мы сочли возможным заимствовать с карты, составленной под редакцией Н. А. Маринова, данные, относящиеся к возрастному расчленению вмещающих пород. Контуры же объектов, создающих отрицательные гравитационные аномалии, воспроизведены с учетом результатов среднемасштабных геологических съемок. Это касается выходов мезозойских гранитов и зон развития позднемезозойских осадочных образований.

Площадь района полностью покрыта среднемасштабной аэромагнитной съемкой. Эти работы в северной части проведены в конце 50-х годов под руководством В. В. Сусленникова, а в южной — в конце 60-х под руководством В. И. Блюменцвайга. Установлено, что мезозойские кислые интрузии в большинстве случаев не отражаются в магнитном поле. Только в отдельных местах над краевыми частями плуто-

нов отмечаются слабые положительные аномалии, которые, как уже отмечалось в 1-й главе, связаны либо с увеличением основности интрузивных пород в зоне контакта, либо с преобразованием вмещающих толщ.

В 1958—1959 гг. под руководством одного из авторов в северной (советской) части района выполнены гравиметрические работы, одной из задач которых было изучение морфологии мезозойских гранитных массивов (Зорин, 1962—1964). Здесь была показана высокая эффективность гравиметрического метода для определения основных черт глубинного строения плутонов и направления поисковых работ на вольфрам и олово. При этом выполнено большое количество измерений плотности горных пород.

В 1973 г. авторы настоящей работы в составе Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР в южной части района выполнили гравиметрические исследования, задачей которых также являлось определение формы и размеров гранитных плутонов. Таким образом, одним методом была изучена обширная, сравнительно однородная по своему геологическому строению площадь развития мезозойских гранитов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Наиболее древние образования, относимые к верхнему докембрию — нижнему палеозою, обнажаются в северной, юго-восточной и южной частях района (рис. 4). Представлены они филлитами, метаморфизованными песчаниками, кварцитами, мраморизованными известняками и зеленокаменными ортосланцами. Роль последних незначительна в верхах разреза и довольно существенна в его низах. Видимая мощность всего этого комплекса пород превышает 5000 м. Породы смяты в напряженные, часто изоклиналиные складки.

Среднепалеозойские метаморфизованные отложения распространены на всей рассматриваемой территории. Их толща состоит преимущественно из песчаников и глинисто-кремнистых филлитовидных сланцев. Местами встречаются яшмовидные породы и эффузивы основного состава. В советской части района мощность среднепалеозойских пород оценивается в 1000—2000 м. Обнажаются они здесь в небольших блоках (Барабашев, Трущева, 1967). В монгольской же части закартированы более обширные поля образований этого возраста. Их суммарная мощность 3000 м. Породы смяты в сравнительно напряженные складки (углы падения на крыльях достигают 70—80°).

Нерасчлененные отложения верхнего палеозоя — нижнего мезозоя развиты преимущественно в северной половине площади (в среднем течении р. Онон, в бассейнах рек Ималка и Дучи-Гол). Представлены они песчаниками с подчиненными прослоями сланцев, алевролитов, яшмовидных пород, туфов, конгломератов. Местами песчаники содержат примесь туфогенного материала в количестве до 10%. На территории Агинской зоны эти отложения объединяются в акшино-илинскую серию, общая мощность которой достигает 5000 м. В настоящее время имеется тенденция относить всю эту серию к триасу (Барабашев, 1968). В монгольской же части площади отложения относятся к пермо-триасу (Маринов, 1967), а их мощность оценивается в 1500—2000 м. Указанные противоречия, видимо, не отражают реальных различий в объеме и возрасте толщ в советской и монгольской частях района, а объясняются степенью изученности. Однако, не располагая фактическими материалами для корректировки геологических данных, мы вынуждены были отразить последние на сводной схеме геологического строения района (см. рис. 4), расширив возрастной диапазон всех рассматриваемых

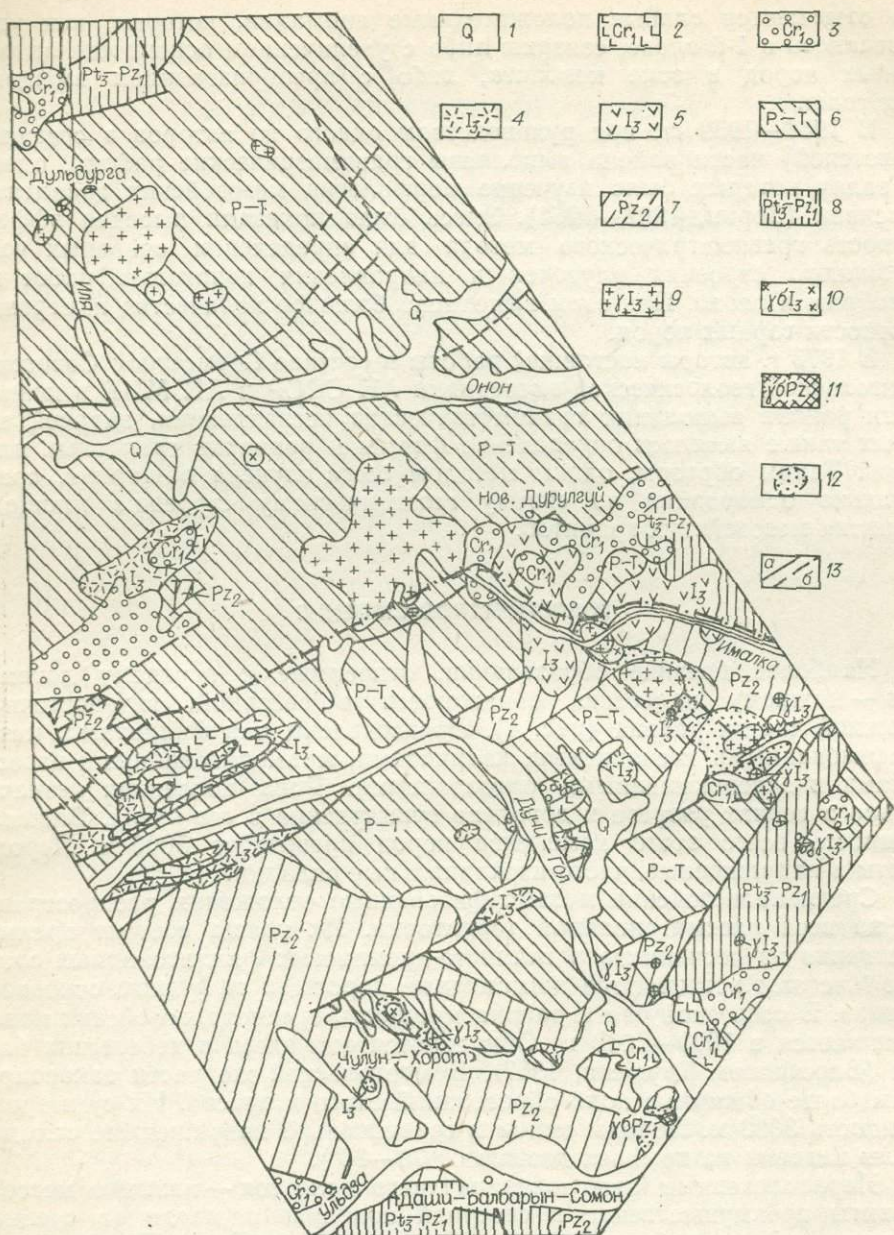


Рис. 4. Геологическое строение Агинско-Ульдзинского района.

1 — четвертичные отложения; 2 — нижнемеловые основные эффузивы; 3 — нижнемеловые осадочные образования; 4, 5 — верхнеюрские эффузивы кислые (4) и основные (5); 6 — перм-триасовые песчано-сланцевые образования; 7 — среднепалеозойские песчаники, сланцы, яшмовидные породы; 8 — нерасчленившиеся верхнепротерозойско-нижнекембрийские образования: филиты, метаморфизованные песчаники, кварциты, зеленокаменно измененные эффузивы, известняки; 9 — верхнеюрские лейкократовые граниты; 10 — верхнеюрские гранодиориты и кварцевые диориты; 11 — палеозойские гранодиориты; 12 — ореолы контактового метаморфизма; 13 — разломы (а — установленные, б — предполагаемые).

рых отложений до верхнего палеозоя — раннего мезозоя (пермь — триас). Эти образования смяты в складки, простирание которых изменяется от северо-восточного на юге до северо-западного на севере района. Следует отметить, что такое же изменение простираний, но еще более резко выраженное, характерно и для более древних толщ.

Эффузивы верхней юры слагают небольшие по площади поля, наиболее крупные из которых закартированы в центральной части района.

Верхнеюрские образования разделяются на две толщи. Нижняя представлена андезитами и базальтами. Ее мощность составляет 150—200 м. Верхняя толща, сложенная кислыми эффузивами и их туфами, имеет мощность от 200 до 600 м. Породы дислоцированы в сравнительно простые складки с углами падения на крыльях 20—30°.

Нижнемеловые осадочные отложения также развиты на небольших участках. Представлены они песчаниками, конгломератами, мергелями, туфогенными образованиями. Мощность толщи может достигать нескольких сотен метров. Нижнемеловые осадочные породы дислоцированы слабо и обладают высокой пористостью. Они перекрываются андезитами и базальтами, условно относимыми к мелу. Мощность этих эффузивов оценивается первыми сотнями метров.

Мощность аллювиальных и озерных четвертичных отложений в долинах рек и в некоторых депрессиях, видимо, может достигать 10—20 м. На большей же части территории мощность четвертичных образований (делювиальных и пр.) не превышает 2 м.

В районе выделены палеозойские и позднемезозойские интрузивные образования. На юге площади обнажаются гнейсированные гранодиориты. Относятся они к нижнему палеозою (Геологическая карта..., 1966). У стрелки рек Ульдза и Дучи-Гол закартирован небольшой массив гранодиоритов, которые прорывают девонские песчано-сланцевые отложения. Относятся эти магматические образования, видимо, к верхнему палеозою.

Еще один массив гранодиоритов обнажается в 6 км к запад-северо-западу от пос. Чулун-Хорот. Он окружен сравнительно широким ореолом контактового метаморфизма, вытянутым в северо-западном направлении. А. Д. Каленов и М. В. Кутенков в 40-х годах относили этот массив к палеозою. Однако, забегая несколько вперед, нужно отметить, что расположен он над крупным телом мезозойских гранитов, не вскрытым денудацией. Возможно, что эти гранодиориты либо представляют первую фазу мезозойской интрузии, либо возникли в результате контаминации гранитной магмы.

Значительно более широко в районе распространены мезозойские (верхнеюрские) интрузии. В северной (советской) его части преимущественно развиты кислые граниты с повышенным содержанием калиевых полевых шпатов. Один из наиболее крупных гранитных массивов — Саханайский — расположен восточнее пос. Дульдурга. Западнее и севернее того же поселка на земной поверхности картируются сравнительно небольшие по площади выходы гранитов. Юго-восточнее Саханайской интрузии находятся Барун-Ундурский и Зун-Ундурский массивы кислых интрузивных пород, а северо-восточнее — Урдо-Таптанайский массив. На правобережье р. Онон выделяется крупный Дурулгуевский плутон, южная оконечность которого распространяется на территорию МНР.

Со всеми перечисленными выше гранитными массивами связаны рудопоявления либо вольфрама, либо олова. Некоторые исследователи относят эти граниты к самостоятельному предверхнеюрскому харалгинскому комплексу (Барабашев, Чабан, 1963). Однако Р. В. Лесняк (1966) полагает, что они по петрохимическим признакам вполне сопоставимы с интрузиями верхнеюрского кукульбейского комплекса более восточных районов Забайкалья. Этот автор считает возможным объединить оба подразделения в единый длительно (20—25 млн. лет) развивавшийся интрузивный комплекс. В настоящей работе мы приняли точку зрения Р. В. Лесняка; на схеме геологического строения эти интрузии датируются верхней юрой.

На правобережье р. Онон между Дурулгуевским гранитным массивом и пос. Усть-Иля закартирован Куранжинский массив гранодиоритов и кварцевых диоритов. В районе этого массива отмечается

ороговикование пород и имеются рудопроявления вольфрама и олова.

Мезозойские граниты южной (монгольской) части района разделены А. Х. Ивановым в 1945 г. на два типа. К первому он отнес лейкократовые и пегматоидные граниты, сопровождающиеся обильной жильной серией. Картируются они в виде очень небольших по площади массивов, расположенных в полосе, которая протягивается в северо-восточном направлении по восточной окраине района. А. Х. Иванов и др. (1953) предполагали, что эти мелкие массивы являются апикальными частями трех куполов единого крупного интрузивного тела, имеющего общее северо-восточное простирание.

Ко второму типу они отнесли группу более крупных по площади массивов, образующих полосу, протягивающуюся в северо-западном направлении через район г. Хуху-Улы. Четырем наиболее крупным плутонам даны наименования (с северо-запада на юго-восток): Ималкинский, Холой-Хундейский, Хуху-Улинский, Ухурнурский. Эти массивы в современном рельефе выступают в виде плоских поднятий, окруженных кольцевыми грядами, которые соответствуют ореолам контактового метаморфизма. Интрузивные образования представляются гранитами, реже гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Граниты слагают центральные части массивов, где глубина денудационного среза более велика, а гранодиориты и кварцевые диориты — их периферические части. Последние разновидности либо относятся к первой фазе интрузии, либо образованы в результате контаминации магмы. Наиболее крупное поле гранодиоритов картируется в южной краевой части Ималкинского массива.

Выходы гранитов окружены обширными ореолами контактового метаморфизма, которые практически сливаются в единую полосу. Это позволило А. Х. Иванову и М. А. Анпилову еще в 40-х годах предположить, что массивы Ималкинского ствола сливаются на небольшой глубине в единое интрузивное тело, резко вытянутое в северо-западном направлении и приуроченное к зоне разлома. В контактовых ореолах развиты кварцевые жилы.

Мелкие штоки и дайки лейкократовых мелкозернистых гранитов отмечаются в районе пос. Чулун-Хорот. Как предполагают А. Д. Каленов и М. В. Кутенков, здесь только начала обнажаться апикальная часть интрузии. Магматические образования и вмещающие породы грейзенизированы. На то, что на глубине интрузия имеет крупные размеры, указывают обширные участки развития жил пегматитов, кварцевых порфиров, аплитов. Особенно широко распространены кварцевые жилы. Взаимно перекрывающиеся поля развития жильных образований протягиваются через район пос. Чулун-Хорот в субширотном направлении на расстояние около 35 км.

Все перечисленные позднемезозойские интрузии района хорошо сопоставляются с гранитоидами верхнеюрского кукульбейского комплекса Восточного Забайкалья. С ними связаны рудопроявления вольфрама и олова.

Разрывные нарушения по своей ориентировке в первом приближении согласуются с простиранием складчатых структур. На севере и востоке площади зоны разломов протягиваются преимущественно в северо-восточном направлении, на юге — в субширотном.

ПЛОТНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Практически по всем разновидностям геологических образований, которые слагают на рассматриваемой территории значительные объемы земной коры и поэтому могут вызывать заметные гравитационные аномалии, во время проведения исследований Агинской зоны Восточ-

Плотность горных пород Агинской зоны

Породы	Возраст	Количество образцов	Средняя плотность, г/см ³	Примечание
Филлиты и метаморфизованные песчаники (ононская свита)	Pt ₃ —Pz ₁	74	2,68	—
Зеленокаменные ортосланцы (кулиндинская свита)	Pt ₃ —Pz ₁	114	2,95	Играют заметную роль в низах разреза
Сланцы и песчаники (усть-борзинская свита)	D	85	2,66	—
Известняки (усть-борзинская свита)	D	20	2,68	—
Песчаники и сланцы (акшино-илинская серия)	P—T	68	2,66	—
Порфиры андезитовые, андезитодацитовые	I ₃	21	2,67	Нижняя толща верхнеюрского комплекса
Кварцевые порфиры, фельзит-порфиры	I ₃	137	2,63	Верхняя толща верхнеюрского комплекса
Песчаники, аргиллиты, алевролиты	Cg ₁	187	2,28	Средневзвешенная плотность по Шишкинской скважине (район г. Читы)
Палеозойские гранитоиды (Ундинский массив)	Pz	79	2,65	—
Плагиограниты из района Шерловой горы	Pz	87	2,65	—
Гранодиориты	Pz	626	2,70	—
Диориты	Pz	322	2,75	—
Граниты кукульбейского комплекса (восточная окраина Агинского поля)	I ₃	110	2,59	Ультракислые граниты с повышенным содержанием калишпатов
Порфиroidные граниты Адун-Челонского массива	I ₃	48	2,58	

ного Забайкалья (Зорин, 1964; Зорин, Попов, 1965) определена плотность (табл. 1).

Однообразие литологического состава складчатых песчано-сланцевых толщ верхнего протерозоя — нижнего мезозоя отражается в близких значениях плотности (2,66—2,68 г/см³). Только в низах верхнепротерозойско-нижнепалеозойского разреза заметную роль начинают играть тяжелые породы — зеленокаменные ортосланцы. Участки, на которых последние образования приближаются к поверхности, отражаются максимумами сил тяжести.

Основные разности верхнеюрских эффузивов не отличаются по плотности от песчано-сланцевых образований. Кислые же разности (верхняя толща) обладают несколько пониженной плотностью ($\Delta\sigma = 0,05$ г/см³). Впадина, заполненная этими образованиями мощностью до 600 м, может создать лишь очень слабую аномалию, которая не будет выделена при среднемасштабной съемке. Плотность нижнемеловых кластических отложений на 0,4 г/см³ меньше плотности песчано-сланцевых образований верхнего протерозоя — нижнего мезозоя. Если мощность нижнемеловых отложений во впадине составляет 500 м

и более, то наблюдаемый над ней гравитационный минимум будет иметь значительную интенсивность и может стать весьма существенной помехой при интерпретации аномалий, связанных с гранитами. Единственным критерием выявления таких помех является приуроченность отрицательных аномалий к нижнемеловым депрессиям. Так как линзы мало уплотненных отложений — наименее глубинные объекты, связанные с ними гравитационные минимумы должны быть четко локализованы в пределах впадин.

Гранодиориты, прорывающие песчано-сланцевые складчатые толщи, не могут создавать заметных аномалий силы тяжести, так как по своей плотности они практически не отличаются от вмещающих пород. Над массивами диоритов могут наблюдаться положительные гравитационные аномалии.

Ультракислые верхнеюрские граниты по сравнению с вмещающими породами имеют дефицит плотности около $0,08-0,1$ г/см³ (Зорин, 1963). Каждый километр вертикальной мощности гранитного тела может обеспечивать возникновение отрицательной аномалии около 4 мгл. Таким образом, среднемасштабная гравиметрическая съемка позволяет получить представление только о крупных плутонах. Мелкие апофизы интрузивных тел в поле силы тяжести, естественно, отражаться не будут.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ, СВЯЗАННЫЕ С ГРАНИТНЫМИ ИНТРУЗИВАМИ

В районе пос. Дульдурга выделяется крупная отрицательная аномалия силы тяжести, в контуры которой попадают Саханайский, Дульдургинский, Зун-Ундурский и Барун-Ундурский гранитные массивы (рис. 5; см. также рис. 4). Эта аномалия осложнена минимумами высокого порядка, которые приурочены непосредственно к выходам гранитов на земную поверхность. Ее наиболее интенсивная часть совпадает с Саханайским массивом — самым крупным выходом гранитов. Очевидно, вся рассматриваемая аномалия соответствует единому интрузивному телу, кровля которого осложнена куполовидными выступами. Апикальные части таких выступов и вскрыты денудацией. Аномалия вытянута в северо-западном направлении в соответствии с простиранием крупного разлома (Зорин, 1964).

К северо-востоку от нее фиксируется сравнительно крупный гравитационный минимум, наиболее интенсивная часть которого совпадает с выходами Урдо-Таптанайского гранитного массива (см. рис. 4, 5). Площадь последнего значительно меньше площади минимума. Видимо, эта отрицательная аномалия соответствует крупному интрузивному телу, кровля которого имеет куполовидную форму. Денудацией вскрыта апикальная часть купола.

В районе Куранжинского массива кварцевых диоритов и гранодиоритов наблюдается интенсивная отрицательная аномалия (см. рис. 4 и 5). Сами по себе эти породы такой аномалии создать не могут. Так как здесь фиксируются зоны ороговикования песчано-сланцевых пород и рудопроявления вольфрама и олова, можно полагать, что на некоторой глубине в этом районе существует крупный плутон кислых гранитоидов, в приконтактовых частях которого основность пород повышается до гранодиоритов и кварцевых диоритов. Примерно такая же ситуация в расположенном восточнее (вне пределов рассматриваемой площади) Бугунтуевском массиве. В апикальной части этого плутона встречаются небольшие участки развития кварцевых диоритов и монзонитов, хотя интрузивное тело в основном сложено ультракислыми гранитоидами (Зорин, 1962).

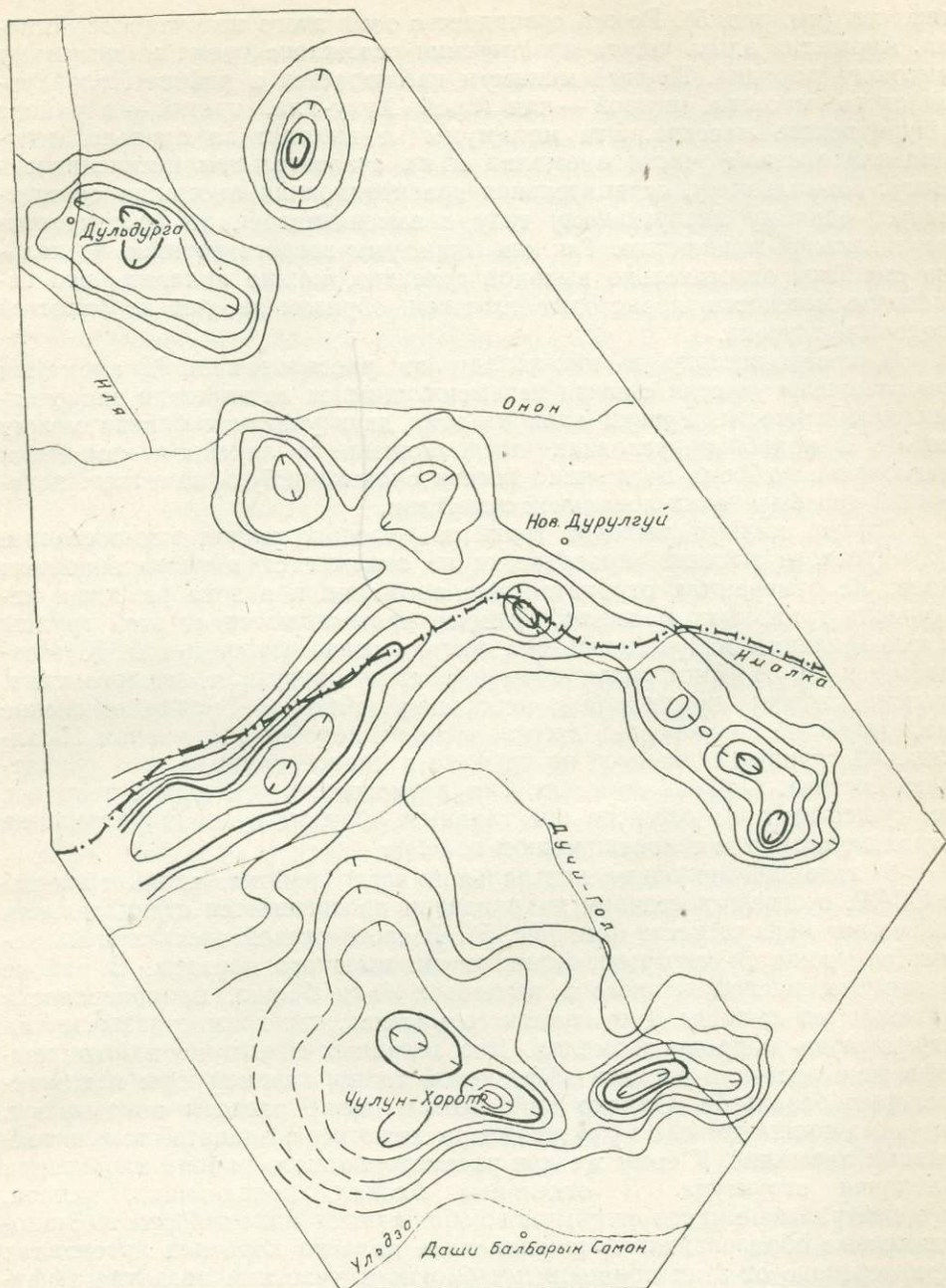


Рис. 5. Локальные гравитационные аномалии, связанные с гранитными плутонами по площади Агинско-Ульдзинского района. Сплошные и штриховые контуры — изолинии локальных (остаточных) аномалий.

Над Дурулгуевским плутоном гранитов отмечается отрицательная гравитационная аномалия, которая так же, как и выходы гранитов, распространена на территорию МНР. Выходы гранитов на последней территории (верховья пади Бырка) имеют небольшую площадь, в то время как аномалия, раздваиваясь, протягивается далеко на юго-восток в сторону Ималкинского ствола интрузий и на юго-запад.

Над Ималкинской (Хуху-Улинской) группой гранитных массивов, образующих цепочку северо-западного простирания, отмечается вытянутая в том же направлении локальная отрицательная аномалия силы

тяжести (см. рис. 5). Ее ось совпадает с осью этого интрузивного ствола. Аномалия вдоль своего простирания осложнена тремя минимумами высокого порядка. Первый минимум наблюдается в районе Холуйхундейского массива, второй — над горой Хуху-Ула, третий — в районе Ухурнурского массива. Эти минимумы не выходят за пределы центральной (осевой) части аномалии и их относительная интенсивность мала. По-видимому, отрицательная гравитационная аномалия соответствует единому интрузивному телу с изменяющейся по простиранию вертикальной мощностью. Так как минимумы второго порядка несколько смещены относительно выходов гранитов, можно полагать, что изменение мощности происходит главным образом за счет неровностей подошвы плутона.

К северо-востоку и юго-западу от рассматриваемой аномалии расположены участки с почти неизменяющимися по площади значениями силы тяжести. Уровни поля на этих двух участках близки между собой. В подобных условиях предположение о линейном изменении регионального фона не должно внести сколько-нибудь заметных искажений при выделении локальной аномалии.

Группа мелких выходов гранитов, расположенная юго-восточнее Ухурнурского массива, практически не отражается в гравитационном поле. Не отмечаются отрицательные аномалии и в зоне развития небольших гранитных массивов, которые протягиваются от этой группы в юго-западном направлении. Все эти массивы, относимые А. Х. Ивановым и М. А. Анпиловым к мезозойским интрузиям первого типа, видимо, имеют чрезвычайно небольшие объемы. Гравиметрические материалы не позволяют полагать, что они, подобно интрузивам Ималкинской группы, сливаются на глубине в единое крупное тело гранитного состава. Однако не исключена возможность, что такое тело все же существует, но сложено оно главным образом гранодиоритами, не отражающимися в гравитационном поле.

В западной половине центральной части района, вдоль границы с СССР, в северо-восточном направлении протягивается отрицательная аномалия силы тяжести (см. рис. 5). В своей осевой части эта аномалия осложняется четырьмя минимумами высокого порядка. В районе минимума, расположенного в верховьях пади Бырка, на поверхности обнажаются граниты Дурулгуевского массива, что прямо указывает на «гранитную» природу аномалии. Два западных минимума наблюдаются в зоне развития верхней эффузивной толщи верхней юры и нижнемеловых базальтов. Однако приведенные выше расчеты показывают, что сама толща кислых эффузивов юры не может создавать столь интенсивных аномалий. К тому же для рассматриваемого района характерна блоковая структура. В отдельных блоках, попадающих, кстати, и в центральные части минимумов, обнажаются палеозойские песчано-сланцевые образования. Гравитационное поле на коротких интервалах при переходе от этих приподнятых блоков к участкам развития эффузивов юры и мела не изменяется. Поэтому указанные минимумы, являющиеся фрагментом единой отрицательной аномалии, не могут быть связаны с позднемезозойской впадиной. В подобных условиях кислые верхнеюрские эффузивы на площади более широкой отрицательной аномалии косвенно указывают на существование на глубине крупного тела гранитов, близкого по времени становления к этим образованиям (часть магмы могла излиться на поверхность).

Таким образом, мы полагаем, что вся протяженная отрицательная аномалия соответствует крупному интрузивному телу, а наблюдаемые в ее пределах локальные минимумы, видимо, создаются поднятиями его кровли. Судя по конфигурации изоаномал, это тело на северо-востоке соединяется с Ималкинским массивом, а на юго-западе протягивается за пределы исследованной площади.

В южной части района работ, в окрестностях пос. Чулун-Хорот, наблюдается сложная отрицательная аномалия силы тяжести (см. рис. 5). От рассматриваемой выше Ималкинской аномалии она отделяется обширным и пологим гравитационным максимумом. С юга к ней примыкает зона повышенного поля, распадающаяся на отдельные максимумы. Западное ограничение аномалии не изучено. На северо-западе ее контуры выражены недостаточно четко, и здесь она практически сливается с отрицательной аномалией, наблюдаемой над подземным продолжением Дурулгуевского плутона.

Центральная часть описываемой аномалии в плане имеет форму, близкую к неправильному треугольнику, от восточного угла которого ответвляется узкая полоса пониженного поля. В пределах своей центральной части аномалия осложнена тремя гравитационными минимумами; четвертый отмечается на ее восточном ответвлении.

Одно из этих локальных осложнений поля силы тяжести расположено в районе пос. Чулун-Хорот, где, судя по наличию штоков и даек гранитов, к поверхности приближается апикальная часть интрузии. В 12 км к северо-западу от него фиксируется второй гравитационный минимум, в пределах которого развиты кварц-полевошпатовые дайки, несущие оловянное оруденение. По-видимому, в указанном месте тело гранитов также приближается к поверхности. В данной геологической обстановке объяснить наличие гравитационного минимума другой причиной не представляется возможным. Третий минимум, расположенный в 9 км к западу от пос. Чулун-Хорот, наблюдается над участком развития основных эффузивов верхней юры. Последние образования не могут создавать заметных гравитационных аномалий, и этот минимум, видимо, также соответствует гранитному куполу. Наконец, в районе четвертого минимума, фиксируемого в восточном ответвлении рассматриваемой отрицательной аномалии, на небольшой площади развиты кислые эффузивы верхней юры. Минимум несколько смещен относительно поля эффузивов, однако их пространственная близость может указывать на наличие тела гранитов на глубине. Таким образом, мы полагаем, что последняя сложная отрицательная аномалия также соответствует единому интрузивному телу, выступы кровли которого отражаются гравитационными минимумами второго порядка. Необходимо отметить, что восточная оконечность этой аномалии (точнее, замыкание ее восточного ответвления), возможно, искажена наложением гравитационного эффекта позднемезозойской депрессии, расположенной в нижнем течении р. Дучи-Гол. Здесь развиты кластические отложения нижнего мела, мощность которых неизвестна. Поэтому форма модели поперечного сечения интрузивного тела в этом районе может быть искажена.

В остальных местах рассматриваемой площади зоны развития отложений нижнего мела не совпадают с районами предполагаемого развития гранитных интрузий на глубине. Минимумы, связанные с нижнемеловыми депрессиями, нами не отражены. Схема локальных аномалий, создаваемых гранитными плутонами, приведена в соответствии с изложенными выше результатами качественного анализа гравитационного поля. Главные профили, на которых изменение регионального поля предполагалось линейным, были ориентированы преимущественно поперек вытянутости аномалий (см. гл. 1). Однако в связи со сложной конфигурацией поля этот принцип в одном случае был нарушен, и главный профиль по аномалии в районе пос. Дульдурга ориентирован по вытянутости предполагаемого тела. В связи с плавным изменением регионального поля по площади его снятие практически не изменило форму локальных аномалий в плане. В то же время все аномалии, связанные с гранитами, приобрели приблизительно одинаковую интенсивность (см. рис. 5).

**ФОРМА И РАЗМЕРЫ ГРАНИТНЫХ ПЛУТОНОВ
(РЕЗУЛЬТАТЫ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ)**

Результаты подбора тел, моделирующих гранитные плутоны, изображены на рис. 6 и 7 (для удобства на них показана лишь часть расчетных профилей; схема строения кровли плутонов на рис. 7 построена по вдвое большему количеству профилей).

При наших допущениях о характере изменения регионального поля гранитный плутон в районе пос. Дульдурга рисуется в виде массивного крупного тела, вытянутого в северо-западном направлении (см. рис. 6, 7, профиль I). Его вертикальная мощность достигает 9 км, длина — 32, ширина — 20 км. Подошва плутона плоская, кровля осложнена куполовидными выступами, апикальные части которых вскрыты

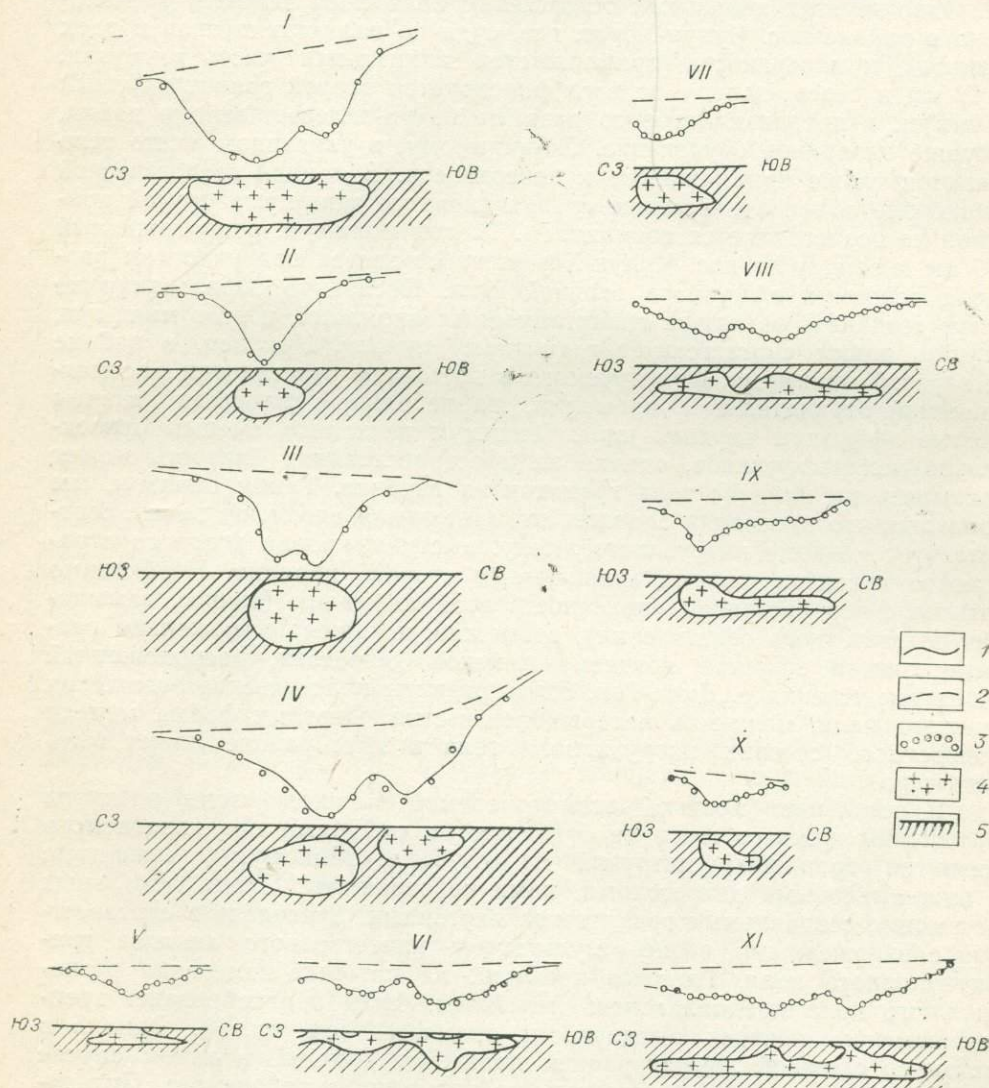


Рис. 6. Интерпретационные разрезы по профилям, секущим гранитные плутоны Агинско-Ульдзинского района.

1, 2 — графики наблюдаемых аномалий (1) и регионального фона (2); 3 — значения гравитационного влияния подобранных моделей; 4 — тела гранитов; 5 — вмещающие породы; 1—11 — номера профилей (положение см. рис. 7).

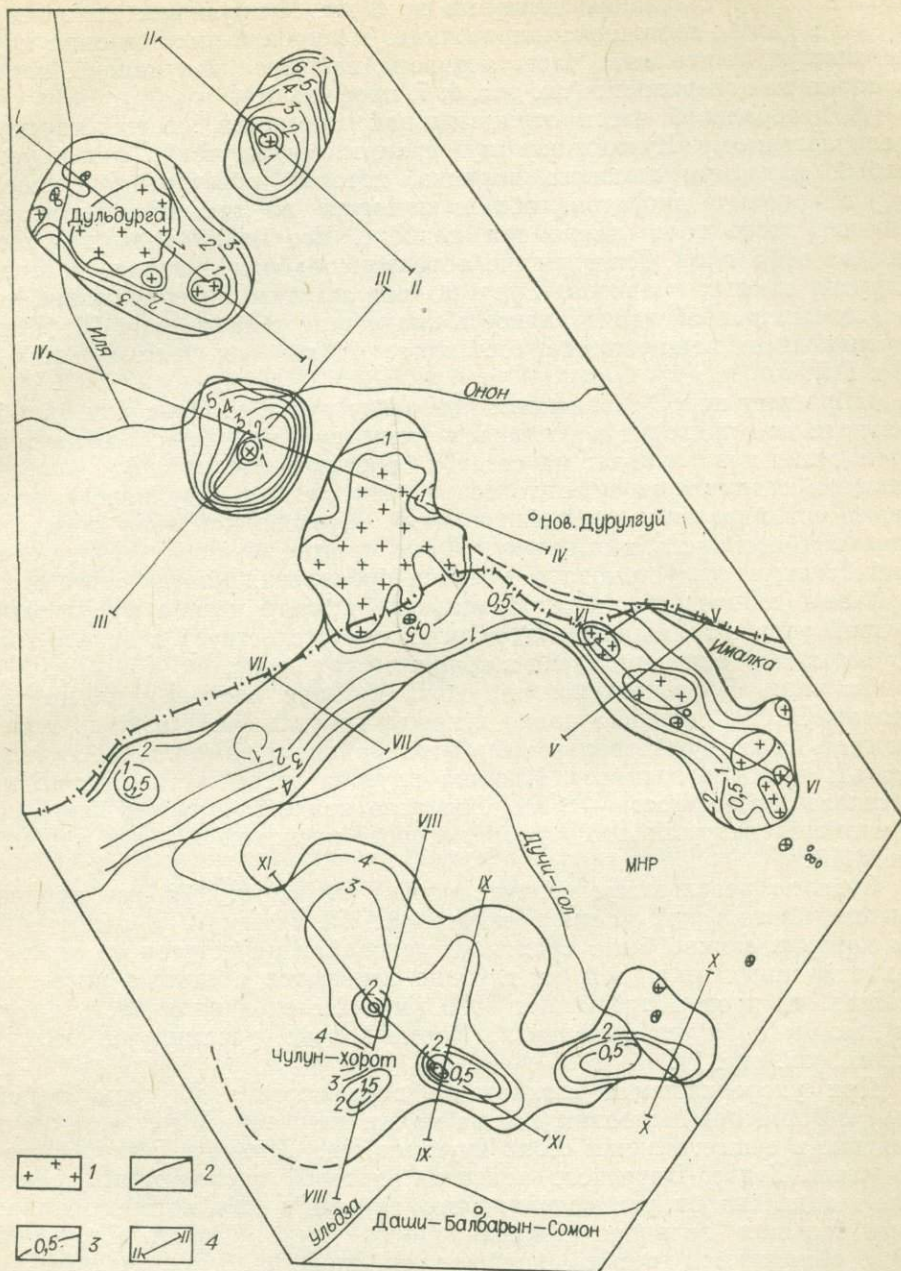


Рис. 7. Строение кровли гранитных плутонов Агинско-Ульдзинского района.
 1 — площади выходов гранитов на земную поверхность; 2 — контуры проекций интрузивных тел на земную поверхность; 3 — линии равных глубин кровли плутонов; 4 — расчетные профили.

денудацией. Как отмечалось в предыдущем разделе, эти выступы картируются на земной поверхности и именуется Саханайским, Дульдургинским, Зун-Ундурским и Барун-Ундурским гранитными массивами. В целом для всего крупного плутона, видимо, целесообразно оставить название Саханайский (по наименованию наиболее крупного выступа).

Урдо-Таптанайский интрузив вытянут в северо-восточном направлении и имеет несколько меньшие размеры в плане. Его длина 22 км,

ширина 13, вертикальная мощность до 8 км. Интрузивное тело погружается в северо-восточном направлении. На кровле имеется один крупный выступ, апикальная часть которого, вскрытая денудацией, закартирована на поверхности (см. рис. 6, 7, профиль II).

В центральной части отрицательной аномалии, соответствующей предполагаемому Куранжинскому гранитному плутону, фиксируется слабый максимум высокого порядка, который отвечает небольшому телу кварцевых диоритов, обнажающемуся на земной поверхности. Наличие этого тела учтено при подборе. Его избыточная плотность оценена в $0,1 \text{ г/см}^3$. Главным же объектом подбора являлась «слепая» интрузия кислых гранитов. Судя по результатам интерпретации, она представляет собой изометричное в плане тело с размерами $16 \times 18 \text{ км}$. Вертикальная мощность ее составляет 11 км (см. рис. 6, профиль III и IV).

Обращает на себя внимание поведение русла р. Онон (см. рис. 7). С запада оно подходит к расчетному контуру Куранжинского плутона, затем резко поворачивает на север и огибает последний. Это явление, очевидно, объясняется тем, что вокруг интрузива в результате контактового метаморфизма (ороговикования) образовалась зона пород повышенной стойкости к размыву. Факт ороговикования песчано-сланцевых толщ здесь установлен, но зона проявления контактового метаморфизма не откартирована. Совпадение резкого изгиба русла такой крупной реки с границей тела, видимо, свидетельствует в пользу того, что форма плутона определена в общих чертах верно.

Та часть Дурулгуевского плутона, которая расположена на территории СССР, довольно полно вскрыта денудацией. Площадь проекции тела на земную поверхность в этом районе ненамного превосходит площадь выходов гранитов. Ширина плутона здесь составляет 15 км, вертикальная мощность — 6 км. Это тело является крупной апофизой громадного интрузивного тела, которое расположено на территории МНР.

Судя по результатам количественной интерпретации, все крупные плутоны монгольской части рассматриваемой площади, о существовании которых можно было судить на основании качественного анализа гравитационных аномалий, на глубине сливаются в единую интрузию. Площадь ее кровли превышает 2500 км^2 . Исследованная часть интрузии как бы образует сложное по форме кольцо, разомкнутое на юго-востоке (см. рис. 7).

При укоренившемся взгляде на верхнеюрские плутоны Забайкалья и Восточной Монголии, как на малые интрузии, может возникнуть сомнение в существовании столь крупных тел. Однако в северо-восточной части Хэнтей-Даурского поднятия, которое расположено сравнительно недалеко от рассматриваемого района и для которого характерна большая величина денудационного среза (Зорин, Старченко, 1966), обнажаются весьма крупные по площади позднемезозойские гранитные плутоны (Оленгуйский массив и др.). Отметим также, что почти на всей территории проекции обнаруженной нами интрузии аллювий в падах, по данным шлихового опробования, заражен касситеритом. Учитывая давно установленную связь проявлений олова с кислыми плутоническими образованиями, можно было бы и без геофизических исследований предполагать, что здесь на глубине широко развиты граниты. Поэтому мы считаем, что те допущения, которые сделаны нами при выделении аномалий, связанных с кислыми интрузиями, не привели в принципе к сильному искажению моделей изучаемых геологических объектов; иными словами, столь крупное интрузивное тело, действительно, существует.

Северо-восточная часть интрузии, соответствующая так называемому Ималкинскому стволу, протягивается в северо-западном направле-

нии, почти под прямым углом пересекая складчатые структуры. Приурочена она, очевидно, к разлому. Ширина плутона в этом районе составляет 10—15 км, вертикальная мощность меняется от 1 до 5 км. Максимальное ее значение отмечается в районе горы Хуху-Ула. Изменение мощности происходит за счет неровностей подошвы плутона (см. рис. 6, 7, профиль V, VI.) Кровля его образует гряду, ось которой практически не ундуирует. Как уже отмечалось, Ималкинский, Холой-Хундейский, Хуху-Улинский и Ухурнурский гранитные массивы соответствуют относительным понижениям рельефа земной поверхности, которые расположены в пределах более обширной возвышенности, отражающей зону развития контактово-измененных пород. Наибольшие высотные отметки этой возвышенности приурочены к перемычкам между массивами. Очевидно, граниты в пределах Ималкинского ствола обнажены в своеобразных эрозионных «окнах». В этом районе наибольший интерес для поисков месторождений редких металлов, видимо, представляют промежутки между массивами, где апикальная часть интрузии и породы кровли еще не разрушены.

В юго-восточной половине этой части интрузии ее тело имеет слабую тенденцию к погружению в юго-западном направлении. К северо-западу поперечные сечения плутона становятся более симметричными.

Северо-западная часть интрузии резко вытянута в северо-восточном направлении. Ее ширина около 15 км. Тело несколько расширяется в районе Дурулгуевского массива (на территории СССР). Вертикальная мощность плутона в пределах рассматриваемой части изменяется от 1,5 до 5 км (см. рис. 6, профиль VII). Наименьшая глубина подошвы отмечается в верховьях р. Бырка.

К юго-западу от этого участка подошва довольно резко погружается, а затем остается почти горизонтальной.

Кровля плутона здесь образует сравнительно простую по форме подземную гряду, которая, как и предполагалось при качественном анализе гравитационного поля, осложняется четырьмя куполовидными поднятиями (см. рис. 7). В одном из них граниты выходят на земную поверхность (Дурулгуевский массив в верховьях р. Бырка). К северо-востоку от него расположен небольшой купол, в центре которого глубина кровли оценивается в 0,5 км.

На левобережье р. Дучи-Гол (в ее верхнем течении) расположены два локальных поднятия поверхности тела, где граниты залегают на глубинах 0,5 и 1 км. В промежутках между куполами кровля погружается до 2 км.

В районе двух последних куполов поперечные сечения плутона резко асимметричны. Северо-западный контакт тела очень крутой, на юго-восток же кровля погружается сравнительно полого (см. рис. 6, профиль VI). Западная часть интрузии, к сожалению, осталась неизученной.

Южная ее часть имеет весьма сложную форму в плане. Ширина плутона здесь изменяется от 8 до 40 км. Вертикальная мощность варьирует от 1,5 до 5 км, причем эта вариация обусловлена преимущественно неровностями кровли, подошва же на большей части площади остается почти горизонтальной (см. рис. 6, профили VIII и XI).

Количественные расчеты подтверждают существование в рассматриваемой части интрузии четырех локальных куполовидных поднятий кровли. Купол в районе пос. Чулун-Хорот, как уже отмечалось, начал вскрываться денудацией. В центре второго купола, который расположен к северо-западу от этого поселка, глубина кровли оценена в 0,5 км, а в центре третьего локального поднятия (юго-западнее Чулун-Хорота) — 1,5 км (см. рис. 7). В четвертом куполе, расположенном на восточном замыкании интрузии, глубина залегания поверхности гранитов ориентировочно 0,5 км. Оказалось, что два небольших массива гранитов, кото-

рые закартированы на левобережье нижнего течения р. Дучи-Гол и которые практически не отражаются в поле силы тяжести, все же вписываются в площадь проекции интрузии. Видимо, они соответствуют небольшим апофизам, объемы которых настолько малы, что при данной точности съемки их гравитационные эффекты остаются незамеченными. Другие мелкие выходы гранитов, расположенные к северо-востоку от последних объектов, не вошли в общий контур интрузии. Возможные причины того, что они не отражаются в гравитационном поле, рассмотрены в предыдущем разделе настоящей главы.

В южной и северо-западной частях интрузии, где выходов гранитов мало, т. е. недостает дополнительной информации о положении тела в пространстве, в связи с неоднозначностью решения обратной задачи были возможны значительные ошибки в определении глубины кровли. Поэтому нами дополнительно оценены предельные глубины особых точек по двум куполам, расположенным западнее пос. Чулун-Хорот. Рассматривались аномалии второго порядка, создаваемые непосредственно куполами, а не всем интрузивным телом. По неравенству Смита для трехмерных объектов рассчитаны предельные (максимально возможные) глубины особых точек. В случае, если тела ограничены криволинейными поверхностями, особые точки практически соответствуют центрам тяжести. Оказалось, что предельные глубины с точностью 20% совпадают с глубинами центров тяжести куполов, определенными графически по разрезам, которые получены способом подбора (при последних определениях массы, слагающие купол, отделялись от всего интрузивного тела). Такое совпадение позволяет полагать, что результаты интерпретации не содержат грубых погрешностей.

Поперечные сечения южной части плутона в большинстве случаев имеют форму линз, погружающихся в северных румбах (см. рис. 6, профили IX и X). Таким образом, в целом для незамкнутого плоского кольца, которому подобна эта крупная интрузия, характерно погружение к его центру. Если полагать, что плутон является межформационным, то его форма как бы вырисовывает крупную синклиналиную структуру. И действительно, наиболее молодые образования допозднемезозойского разреза (пермо-триасовые) картируются преимущественно внутри этого кольца. Правда, указанная закономерность нарушается мелкими блоками, в которых обнажаются более древние образования. Однако картирование чрезвычайно однообразных по составу и плохо фаунистически охарактеризованных допозднемезозойских образований в рассматриваемом районе является трудной задачей, и вполне возможны ошибки при отнесении пород к тому или иному возрасту.

С другой стороны, взаимное расположение интрузий и их частей позволяет полагать, что они контролируются крупными разломами. Так, на северо-западном продолжении ималкинской части громадного плутона расположена Куранжинская интрузия. Поперечное положение этой линии по отношению к складчатым структурам, видимо, отражает существование крупного поперечного разлома. На закономерную приуроченность мезозойских плутонов к протяженным разрывным нарушениям в пределах Агинской зоны Восточного Забайкалья указывалось и ранее (Зорин, 1964, 1967; Нагибина, 1963).

Представляет интерес район Куранжинского плутона, а также западная и южная части крупной «кольцевой» интрузии, расположенной на территории МНР. Здесь апикальные части большинства куполов еще не начали вскрываться денудацией либо вскрыты очень слабо. При дальнейших геологических исследованиях этих площадей, видимо, недостаточно ограничиваться обычным опосредованным поиском с поверхности. Необходимо ориентироваться также и на не вскрытые денудацией рудные тела, для чего нужно применять геофизические методы поисков.

Глава 3

ГРАНИТНЫЕ ПЛУТОНЫ ИХ-ХАЙРХАНСКОГО РАЙОНА

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ

Среднемасштабные геологические съемки проводились в районе с 1951 по 1970 г. В этих работах принимали участие М. Г. Королев, Г. Я. Бородяев, И. А. Нечаева, Н. И. Пономаренко, С. Ф. Военушкин, Л. Гомбосурэн, Д. Хамба А. Ф. Степаненко и др. Изучением гранитов и связанной с ними минерализации занимались М. Церендорж и др. (1966), У. А. Корчагин (1969) и др.

При составлении сводной геологической схемы района возник ряд трудностей. Полученные в течение почти двадцатилетнего периода данные отражают различные уровни представлений о геологическом строении района. Кроме того, до настоящего времени некоторые вопросы стратиграфии и возраста интрузивных образований остаются спорными. В силу указанных причин стратиграфические схемы, предложенные различными исследователями для отдельных частей района, имеют различную степень детальности. В ряде случаев на смежных площадях по-разному трактуется возраст одних и тех же образований. Составляя схему геологического строения, мы попытались устранить такие противоречия путем максимального укрупнения возрастных подразделений и приведения их в соответствие с геологической картой, изданной под редакцией Н. А. Маринова (Геологическая карта..., 1966).

В 1966 г. на площади Их-Хайрханского рудного узла были выполнены геофизические исследования с целью изучения подземной морфологии гранитных тел (Гришко, Капсамун, 1968). Работы велись по отдельным профилям комплексом методов, куда входила гравиразведка и магниторазведка. Выполнено довольно значительное количество определений плотности и магнитной восприимчивости горных пород. На основании интерпретации аномалий силы тяжести в редукции Буге был сделан вывод о слиянии Их-Хайрханского, Бага-Хайрханского и Баян-Баратуинского гранитных массивов на глубине в единое интрузивное тело, уплощенное по вертикали и погружающееся в северном направлении. А. И. Гришко и В. П. Капсамун (1968) считают, что магнитные аномалии, наблюдаемые преимущественно в районе южного контакта плутона, не связаны с кислыми гранитами, а отражают наличие более основных (и, видимо, более древних) пород под этим интрузивным телом. В пользу последнего предположения свидетельствует присутствие ксенолитов диоритов в мезозойских гранитах. По нашему мнению, магнитные аномалии могут быть связаны и с некоторым изменением состава самих гранитов (обогащением их на отдельных участках магнетитом), что обусловлено процессами ассимиляции и контаминации. Не рассматривая достоинства и недостатки этих двух точек зрения, подчеркнем главный вывод, следующий из анализа магнитного поля: магнитометрия не дает информации о глубинной морфологии плутонов кислых гранитов. Этот вывод согласуется с данными по Восточному Забайкалью.

В 1967—1968 гг. на западном фланге Их-Хайрханского рудного узла под руководством А. И. Гришко были выполнены гравиметрические исследования. Для приближенного оконтуривания гранитных тел использован способ вариаций Б. А. Андреева (Андреев, Клушин, 1962). Границы массивов проведены по нулевой изолинии вариаций. Несмотря на нестрогость этой операции, контуры интрузий в целом совпали с результатами нашей интерпретации. А. И. Гришко пришел к правиль-

ному, на наш взгляд, выводу о том, что группа Унчжуньских массивов объединяется на глубине в единое тело, которое, однако, пространственно не связано с Их-Хайрханским плутоном. Онгон-Хайрханский массив также является изолированным. Общий недостаток исследований, выполненных под руководством А. И. Гришко в районе Их-Хайрханской группы гранитных массивов,—чрезмерная ограниченность площади гравиметрической съемки. По указанной причине нет уверенности в том, что аномалии, связанные с гранитными массивами оконтурены полностью. Это относится главным образом к северным частям аномалий.

В 1972—1973 гг. авторами настоящей работы гравиметрические исследования были проведены на северо-восточном фланге Их-Хайрханской группы интрузий. Съемкой здесь покрыта обширная площадь, включающая Абдарыинский и Хушу-Улинский гранитные массивы и восточную часть Баян-Баратуинского. В отличие от работ предыдущих лет обращалось особое внимание на получение информации о гравитационном поле на значительном удалении от массивов по профилям, секущим их поперек вытянутости. Такое удлинение профилей обеспечивает более объективное определение характера регионального поля. Для получения единой картины глубинного строения интрузий всего района нами проведена также переинтерпретация данных А. И. Гришко.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

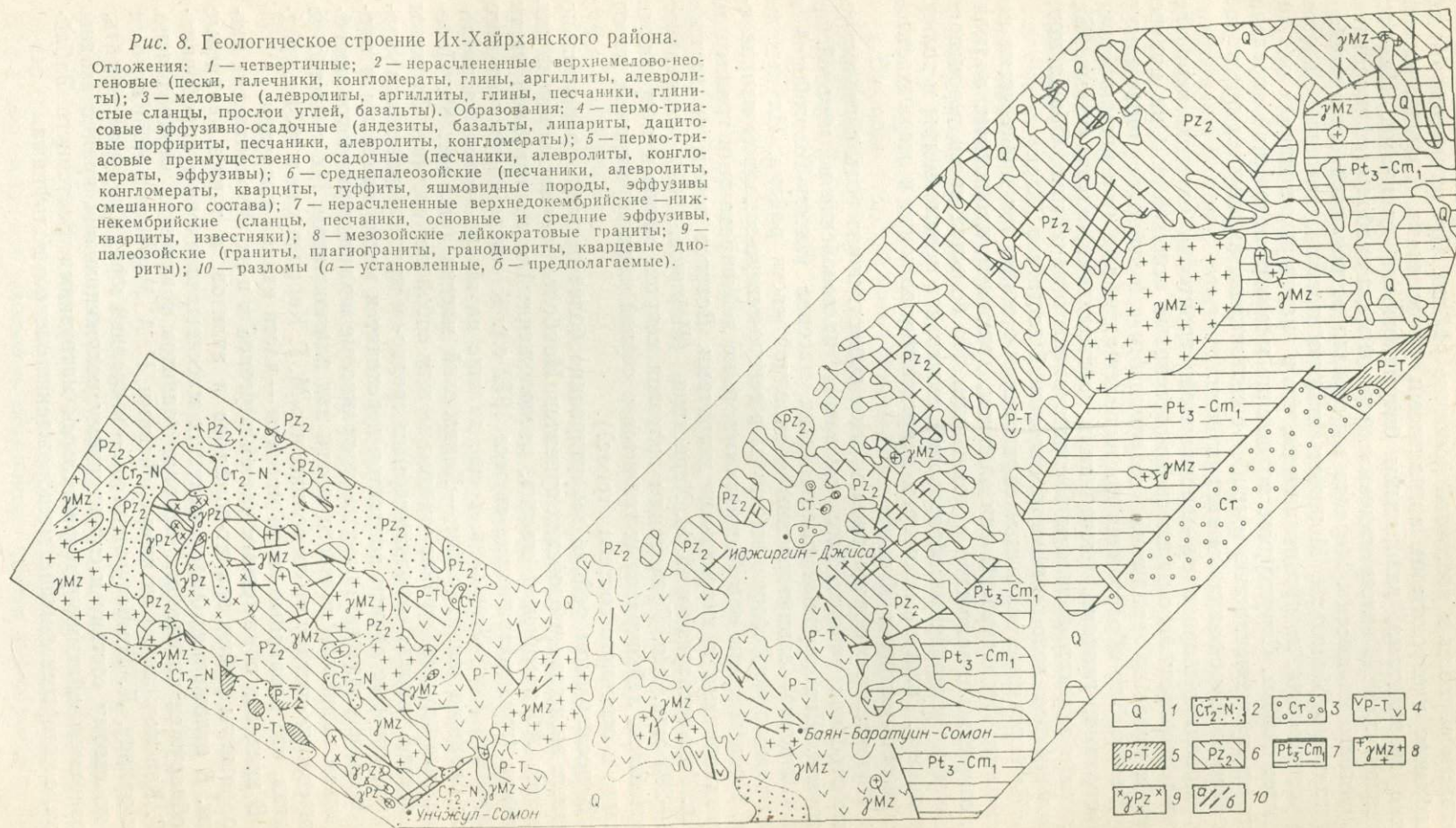
Наиболее древние стратифицированные образования (верхний докембрий — нижний палеозой) обнажаются в восточной части площади (рис. 8). Представлены они темными аспидными филлитами, песчаниками, зелеными ортосланцами, туфогенно-кремнистыми породами, карбонатными песчаниками, гравелитами и конгломератами. Общая мощность этих отложений оценивается в 5000—7000 м (Маринов, 1967). Породы дислоцированы в напряженные складки изоклиналиного типа. Углы падения крыльев складок составляют 50—70°. Простираение складчатых структур северо-восточное.

Среднепалеозойские осадочно-метаморфические образования широко развиты в районах исследований (см. рис. 8). Залегают они на нижнем структурном этаже несогласно. Породы среднего палеозоя представлены песчаниками, алевролитами, сланцами, яшмовидными породами. Известняки встречаются редко. Н. А. Маринов (1967) оценивает мощность отложений среднего палеозоя в 8000 м. Для этого комплекса в целом характерны невысокие степени регионального метаморфизма. Однако на отдельных участках наблюдаются интенсивное ороговикование, амфиболитизация, турмалинизация, серицитизация, что нередко служило причиной отнесения среднепалеозойских отложений к более древним образованиям. Породы среднего палеозоя смяты в линейные складки со значительными углами падения на крыльях (50—70°). В плане оси складок описывают громадную дугу, обращенную выпуклостью на юго-восток. Их простираение в восточной половине площади работ северо-восточное, а в западной — северо-западное.

Образования пермо-триаса картируются на юге территории исследований. Большинство полей их развития сложено эффузивами среднего, основного и кислого состава (андезитами, андезитобазальтами, липаритами, липарито-дацитовыми порфирами). Встречаются прослои и линзы туфов и лавобрекчий среднего и кислого состава. Мощность эффузивной толщи оценивается в 1200—1500 м. Отдельные поля сложены вполне литифицированными алевролитами и песчаниками. Мощность осадочной толщи не превышает 1500 м. Образования пермо-триаса смяты в складки, по своему типу переходные от линейных к брахиформным. Углы падения пластов на крыльях складок достигают 20—30° и лишь иногда увеличиваются до 50—60°.

Рис. 8. Геологическое строение Их-Хайрханского района.

Отложения: 1 — четвертичные; 2 — нерасчлененные верхнемелово-неогеновые (пески, галечники, конгломераты, глины, аргиллиты, алевролиты); 3 — меловые (алевролиты, аргиллиты, глины, песчаники, глинистые сланцы, прослои углей, базальты). Образования: 4 — пермо-триасовые эффузивно-осадочные (андезиты, базальты, липариты, дацитовые порфириты, песчаники, алевролиты, конгломераты); 5 — пермо-триасовые преимущественно осадочные (песчаники, алевролиты, конгломераты, кварциты, туффиты, яшмовидные породы, эффузивы смешанного состава); 6 — среднепалеозойские (песчаники, алевролиты, конгломераты, кварциты, туффиты, яшмовидные породы, эффузивы смешанного состава); 7 — нерасчлененные верхнедевонские — нижнекембрийские (сланцы, песчаники, основные и средние эффузивы, кварциты, известняки); 8 — мезозойские лейкократовые граниты; 9 — палеозойские (граниты, плагнограниты, гранодиориты, кварцевые диориты); 10 — разломы (а — установленные, б — предполагаемые).



Меловые отложения распространены ограниченно. Выделены они главным образом в восточной половине района. Представлены эти образования алевролитами, аргиллитами, песчаниками, конгломератами, реже гравелитами, глинистыми битуминозными сланцами. Имеются прослой углей. В целом осадочные породы мела слабо литифицированы, пористость их высока. Нередко в разрезах встречаются оливиновые и андезитовые базальты. Мощность нижнемеловых отложений надежно не установлена, но предполагается, что в некоторых впадинах она достигает 1000 м. Структурное положение меловых отложений определяется их приуроченностью к грабен-синклиналям, вытянутым преимущественно в северо-западном направлении.

Довольно широко на описываемой территории развиты нерасчлененные верхнемелово-палеогеново-неогеновые отложения. Они приурочены к меловым впадинам, сохранившим и в кайнозойскую тенденцию к опусканию. Эти образования представлены песками, галечниками, конгломератами, глинами, песчаниками, аргиллитами, алевролитами. Базальты и андезитовые базальты распространены ограниченно. Общая мощность верхнемелово-неогеновых отложений достигает 200 м.

Четвертичные осадочные образования выявляются практически повсеместно. Представлены они элювием, делювием, пролювием, аллювием, озерными и золовыми отложениями. На большей части территории мощность четвертичных образований составляет первые метры и только в долине р. Толы и в некоторых депрессиях у аллювия и озерных отложений она достигает 50 м.

Интрузивные образования играют существенную роль в геологическом строении района. Здесь выделены палеозойские и мезозойские интрузии. Два крупных палеозойских массива (Хомту-Тологойский и Ухо-Обинский) закартированы в западной части района. Их выходы имеют сложную форму и вытянуты в северо-северо-западном направлении. Представлены они биотитовыми, реже лейкократовыми гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Возраст пород, по данным В. И. Гольденберга и И. Н. Хераскова (Маринов, 1967), составляет 282—295 млн. лет. Гранитоиды палеозоя секутся малыми интрузиями мезозойских лейкократовых гранитов и серией даек порфириновых пород кислого и основного состава (триас?).

В исследуемом районе закартировано более десятка сравнительно крупных выходов мезозойских гранитов. Наиболее значительным из них является Абдарынский массив, расположенный в центральной части площади (гравиметрическая съемка 1972 г.). К северо-востоку от него расположен Хушу-Улинский, а еще дальше на северо-восток, за пределами площади наших работ, — Хангайский массив (см. рис. 8). Перечисленные плутоны крайне сходны между собой по составу. Сложены они светло-, иногда розовато-серыми средне- и крупнозернистыми гранитами, которые вблизи контактов переходят в мелкозернистые и порфиридные разновидности. Граниты ультракислые и характеризуются преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом. Их сходство по химическому составу столь велико, что М. Г. Королев еще в 1951 г. предполагал, что названные выше массивы — части единой интрузии.

В пределах обнаженных частей плутонов и в их экзоконтактах широко развиты дайки гранит-порфиров и аплитов, а также кварцевые жилы. В отложениях долин, секущих массивы, шликновым опробованием обнаружен касситерит. Возраст гранитов трактуется неоднозначно. М. Г. Королев считал их киммерийскими, Н. А. Маринов (1967) относит их к триасу, Л. Гомбосурэн и др. — к средней юре. Следует отметить, что по своему составу и структурному положению они крайне сходны с позднемезозойскими ультракислыми интрузиями Восточного Забайкалья, с которыми связаны месторождения олова и вольфрама.

Другая группа мезозойских интрузивов обнажается в сравнительно узкой зоне, протягивающейся на запад от района пос. Баян-Баратуин-Сомон. Это и есть основная часть так называемого Их-Хайрханского ствола мезозойских интрузий. В нее входят Баян-Баратуинский, Бага-Хайрханский, Их-Хайрханский, Южно-Унчжунский, Западно-Унчжунский, Унчжунский, Бичигтуинский и Онгон-Хайрханский массивы.

Сложены они равномернозернистыми и порфиroidными лейкокра-товыми гранитами, которые по составу относятся к ультракислым разностям с преобладанием калиевого полевого шпата над плагиокла-зом. В пределах тех массивов, где денудационный срез невелик (напри-мер, Бичигтуинский), отмечаются явления альбитизации, окварцевания, мусковитизации и флюоритизации. Дайковые и жильные образования представлены аплитами и гранит-порфирами. В некоторых массивах (Южно-Унчжунский) развиты поля пегматитов. С гранитами связаны месторождения и рудопроявления вольфрама. Их-Хайрханское место-рождение приурочено к контакту Бага-Хайрханского массива с анде-зитовыми порфиридами пермо-триаса. Представлено оно кварцевыми жилами с вольфрамитом. Рудные жилы развиты преимущественно в зоне экзоконтакта и быстро выклиниваются при переходе к грани-там. Онгон-Хайрханское месторождение представлено кварцево-воль-фрамитовыми жилами и тонкопржилковым оруденением, которые раз-виты в палеозойских осадочно-метаморфических породах, слагающих кровлю одноименного гранитного массива.

Большое сходство всех гранитных массивов Их-Хайрханского ствола между собой позволяло многим исследователям считать их разновоз-растными. Однако калий-аргоновый метод дает для Их-Хайрханского массива абсолютный возраст 133—158 млн. лет (Редкометальные гранитоиды..., 1971, с. 19), что соответствует поздней—средней юре, а для Онгон-Хайрханского массива — 170—206 млн. лет (там же, с. 19), что отвечает ранней юре — позднему триасу. Так как определения абсо-лютного возраста имеются еще далеко не для всех гранитных масси-вов, а их датировка по чисто геологическим данным в рассматриваемых условиях не может быть достаточно точной, мы ограничились отнесе-нием ультракислых гранитов к мезозою без детализации этого возра-стного интервала.

В заключение следует остановиться на разрывных тектонических на-рушениях. В рассматриваемом районе они развиты чрезвычайно широко. Протяженность разрывов варьирует от единиц до первых сотен кило-метров. Характерна следующая особенность: в восточной половине района разломы ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении, а в западной — в субширотном и северо-западном, что соответствует простиранию осей палеозойских складок. Абдарыинская и Их-Хайрханская группы интрузивов приурочены к системе разломов глубокого заложения, которая протягивается через всю исследуемую территорию, образуя в плане дугу большого радиуса, обращенную своей выпуклостью к юго-востоку.

ПЛОТНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Характеристика плотности геологических образований Их-Хайрхан-ского района (табл. 2) приводится по данным А. И. Гришко и В. П. Капсамуна (1968).

Обращает на себя внимание тот факт, что песчано-сланцевая тол-ща среднего палеозоя обладает той же плотностью, что и аналогичные по составу породы позднего мезозоя — среднего палеозоя Агинской зоны (см. гл. 3). Такое совпадение является вполне естественным, так как в общем случае плотность осадочных горных пород зависит от их

Таблица 2

Плотность пород Их-Хайрханского района

Породы	Возраст	Количество образцов	Средняя плотность, г/см ³
Осадочно-метаморфическая толща (песчаники, алевролиты, кварциты)	Pz ₂	26	2,68
Эффузивная толща (покровные эффузивы преимущественно среднего состава и их туфы)	P—T	1012	2,77
Слаболитифицированные осадки (конгломераты-песчаники, глины, пески, суглинки)	Cr—Ng	20	2,10
Кислые граниты	Mz	245	2,57

минералогического состава и пористости. Однако уже слабометаморфизованные складчатые толщи обладают очень малой пористостью, и поэтому их плотность зависит лишь от состава.

К сожалению, в районе не изучена плотность верхнепротерозойских — нижнекембрийских образований. Судя по их составу, объемный вес этой древней толщи не должен отличаться от плотности пород среднего палеозоя.

Нам представляется, что плотность эффузивной толщи пермо-триаса несколько завышена. Приведенное в табл. 2 значение соответствует плотности средних по составу эффузивов. Их туфы, а также кислые эффузивы, алевролиты и аргиллиты, которые играют заметную роль в разрезе пермо-триасовых образований характеризуются меньшими величинами объемного веса. Поэтому указанное значение следует рассматривать скорее как верхний предел оценки плотности этого комплекса пород.

Мезокайнозойские отложения, заполняющие депрессии, обладают недостатком плотности относительно более древних образований (около 0,5 г/см³). Линзы осадков мезокайнозоя могут создавать заметные отрицательные аномалии, являющиеся «помехами» при исследовании морфологии гранитов гравиметрией.

Плотность палеозойских гранитоидов, по данным А. И. Гришко составляет 2,65—2,70 г/см³. Повышенная плотность этих образований объясняется их несколько более основным составом по сравнению с мезозойскими гранитами. Судя по тому, что плутоны палеозойских гранитоидов не отражаются в гравитационном поле, можно полагать, что сложены они преимущественно гранодиоритами, которые имеют ту же плотность, что и песчано-сланцевые метаморфические толщи.

Плотность ультракислых мезозойских гранитов определяется в 2,57 г/см³, т. е. ниже, чем у вмещающих пород. Недостаток объемного веса в восточной половине района, где развиты осадочно-метаморфические породы палеозоя — верхнего протерозоя, составляет 0,1 г/см³. Эта же величина без всяких оговорок может быть принята для глубоких частей интрузий и в западной половине района. Однако здесь верхние части плутонов, которые прорывают эффузивную толщу, могут характеризоваться несколько большим недостатком плотности. Вместе с тем, как уже отмечалось, мы располагаем, видимо, только верхним пределом плотности эффузивных образований, и недостаток плотности гранитов вряд ли может достичь 0,2 г/см³. Кроме этого, мощность вулканитов невелика. Приведенное в предыдущем разделе значение (1500 м) является оценкой общей стратиграфической мощности. Так как подобные толщи часто сложены линзовидными телами эффузивов, их фактическая

вертикальная мощность (толщина) обычно оказывается меньше стратиграфической. Поэтому при расчетах мы не учитывали наличия вулканитов в верхах разреза и приняли недостаток плотности гранитов относительно всех вмещающих пород равным $0,1 \text{ г/см}^3$.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ, СВЯЗАННЫЕ С ГРАНИТНЫМИ ИНТРУЗИВАМИ

Через весь район в северо-восточном направлении протягивается полоса пониженных значений гравитационного поля. Полоса эта неоднородна по простиранию: местами она расширяется, что сопровождается уменьшением значений поля (увеличением интенсивности отрицательных аномалий). Все крупные выходы мезозойских гранитов приурочены к указанной полосе.

Обрамляется она зонами повышенных значений силы тяжести, в пределах которых отмечаются довольно простые по своей морфологии максимумы. В юго-восточной зоне последние имеют несколько большую интенсивность, чем в северо-западной. Такой сравнительно небольшой общий «перекосяк» поля связан, видимо, с особенностями глубинного строения. Судя по некоторому увеличению высот рельефа земной поверхности с юго-востока на северо-запад, в этом направлении увеличивается мощность земной коры.

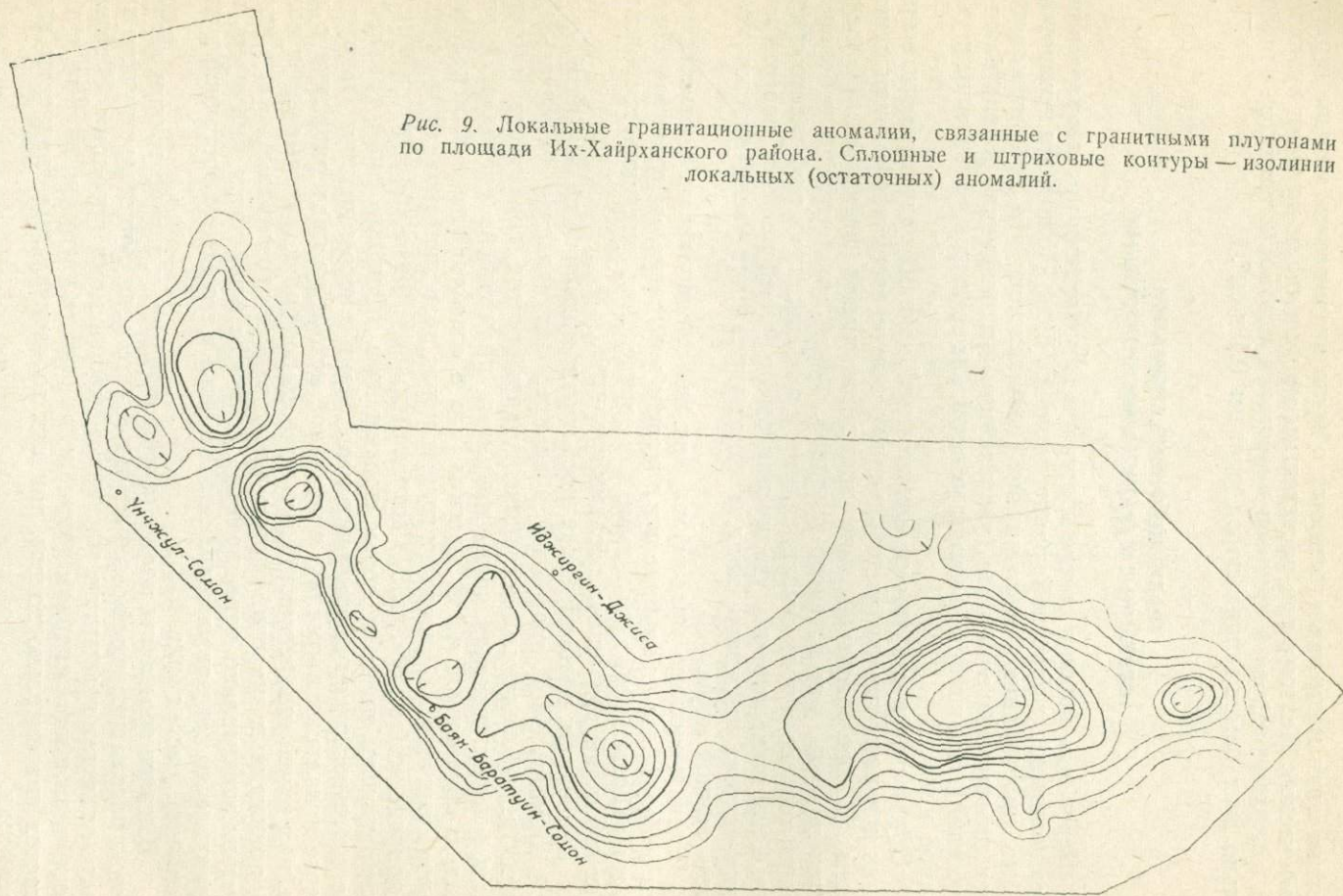
Гравитационные максимумы, как мы предполагали, соответствуют тем районам, где на глубине нет плутонов ультракислых гранитов. Именно эти районы служат исходными для определения интенсивности локальных аномалий, связанных с телами гранитов.

Вернемся к полосе пониженного гравитационного поля. Самой крупной отрицательной аномалией в ее пределах является минимум силы тяжести, наблюдаемый в районе Абдарыинского гранитного массива. Наиболее интенсивная часть минимума практически совпадает с площадью обнаженной части массива, что в совокупности с изложенными выше сведениями о плотности горных пород позволяет однозначно судить о природе этой аномалии. На исходной гравиметрической карте минимум асимметричен на всем своем протяжении: горизонтальные градиенты в его юго-восточном обрамлении выше, чем в северо-западном. Однако на карте локальных аномалий, полученной исходя из предположения о линейном изменении регионального поля на профилях, которые секут полосу пониженных значений силы тяжести вкрест простирания, такая асимметрия значительно менее заметна. В центральной части минимума она практически исчезает и сохраняется только в его северо-восточной и юго-западной частях (рис. 9).

Высокие градиенты поля в северо-западном и юго-восточном ограничении рассматриваемой отрицательной аномалии свидетельствуют о крупных контактах гранитного массива с вмещающими породами. В северо-восточном и юго-западном направлении кровля интрузии, видимо, погружается сравнительно полого, так как горизонтальные градиенты здесь невысоки.

К северо-западу от Абдарыинского гравитационного минимума, вне пределов основной полосы пониженного гравитационного поля, фиксируется отрицательная аномалия невысокой интенсивности. Последний минимум является локальным; окружающие его изоаномалы не согласуются по направлению с простиранием складчатых структур палеозоя; кроме того, в этом районе нет мезозойских депрессий. В области повышенных высот рельефа развиты дайки кислых магматических образований. По совокупности перечисленных признаков можно полагать, что рассматриваемый локальный минимум соответствует нескрытому денудацией массиву мезозойских гранитов. О подземном соединении его с Абдарыинским

Рис. 9. Локальные гравитационные аномалии, связанные с гранитными плутонами по площади Их-Хайрханского района. Сплошные и штриховые контуры — изолинии локальных (остаточных) аномалий.



массивом по полю силы тяжести судить без количественных расчетов трудно, так как слабое понижение значений в промежутке между этими двумя интрузивами может быть связано с их боковыми влияниями.

Более определенно можно полагать, что Абдарыинский массив соединяется на глубине с Хушу-Улинским, который расположен к северо-востоку от первого интрузива в пределах единой полосы пониженного поля. Отрицательная аномалия, уменьшаясь по своей абсолютной величине в промежутке между этими двумя массивами, остается все же достаточно интенсивной и широкой.

В районе Хушу-Улинского интрузива наблюдается локальный гравитационный минимум, центральная часть которого совпадает с выходами гранитов на земную поверхность. Этот минимум, очевидно, соответствует локальному поднятию кровли крупного плутона. Судя по конфигурации изоаномал, поднятие имеет форму изометричного в плане купола. Сам же плутон, видимо, продолжается далеко на северо-восток, так как значения гравитационного поля здесь остаются относительно пониженными.

Отрицательная аномалия, наблюдаемая в районе Абдарыинского массива, постепенно уменьшаясь по интенсивности, протягивается далеко на юго-запад в район Баян-Баратуинского гранитного массива, где ее значения опять возрастают, образуя локальные минимумы. Промежуток между этими массивами слишком велик, чтобы можно было отрицательную аномалию, наблюдаемую на его площади, связывать с боковыми влияниями удаленных гранитных плутонов. Эта аномалия пересекает почти вкрест простирания широкую долину и не может быть связана с линзами осадков мезокайнозоя. Не совпадает она и с какой-либо синклинальной структурной формой палеозойских стратифицированных образований. На наш взгляд, именно поэтому данная аномалия может соответствовать только подземному соединению гранитных массивов, тем более, что расположенному в его пределах небольшому выходу гранитов (южнее Абдарыинского массива) соответствует локальное осложнение поля — «залив» минимальных значений силы тяжести. Это осложнение особенно четко проявляется на карте локальных аномалий (см. рис. 9).

Северо-восточнее Баян-Баратуинского массива интенсивность рассматриваемой отрицательной аномалии резко увеличивается, что, очевидно, соответствует увеличению вертикальной мощности гранитного плутона и, возможно, подземному поднятию его кровли. Оставаясь достаточно интенсивной, аномалия распространяется в район обнаженной части Баян-Баратуинского массива, над северной частью которого в ее пределах наблюдается локальный минимум высокого порядка.

Таким образом, мы в конечном счете полагаем, что протяженная полоса пониженного поля, о которой говорилось в начале раздела, представляет единую отрицательную локальную аномалию первого порядка, соответствующую крупному линейно-вытянутому интрузивному телу. Минимумы второго и третьего порядка в ее пределах отвечают поднятиям кровли, часть из которых обнажена денудацией. Необходимо отметить, что подобные рабочие гипотезы появляются уже на стадии качественного анализа гравитационного поля, включающего в себя выделение локальных аномалий с определением их природы.

Эта аномалия первого порядка протягивается и далее на запад. После отмеченного выше Баян-Баратуинского минимума, центр которого несколько смещен к северу относительно выходов одноименного массива (что, видимо, связано с изменением вертикальной мощности плутона), отрицательная аномалия в районе Бага-Хайрханского массива резко сужается, и ее интенсивность уменьшается (значение поля возрастает). В районе Их-Хайрханского массива аномалия опять расширяется и становится более интенсивной. Здесь отмечается локальный минимум высокого порядка, контуры которого хорошо согласуются с обнаженной

частью этого массива. В целом же часть отрицательной аномалии первого порядка, которая протягивается в субширотном направлении через выходы Баян-Баратуинского, Бага-Хайрханского и Их-Хайрханского массивов, асимметрична в своем поперечном сечении. На профилях южные ветви ее графиков значительно короче северных, если вести их измерение от точек минимумов. Эта особенность гравитационного поля сохраняется и на карте локальных аномалий (см. рис. 9).

Следует особо остановиться на выделении локальных аномалий в этом районе. На площади нашей съемки такие аномалии выделялись по отношению к окружающим их полосам пологих гравитационных максимумов. Судя по общей картине гравитационного поля на западной окраине территории съемки, полоса максимумов, видимо, должна существовать и в северном обрамлении Их-Хайрханского и Бага-Хайрханского массивов. Однако площадь работ, выполненных под руководством А. И. Гришко, как отмечалось выше, была очень узка, и предполагаемая северная полоса максимумов практически в нее не вошла. Определение начала отсчета локальных аномалий по пологим участкам графиков, не выходящим на указанные гравитационные максимумы, может привести к занижению значений регионального фона.

Южнее Их-Хайрханского и Бага-Хайрханского массивов полоса максимумов зафиксирована А. И. Гришко. Но так как здесь, почти сразу же за выходами гранитов, начинается мезокайнозойская депрессия, которая также протягивается в субширотном направлении и может создавать интенсивные отрицательные аномалии, есть основания полагать, что полоса этих максимумов искажена и значения аномалий на их вершинах не соответствуют «нормальному» полю гранитного плутона в связи с их сравнительно небольшим удалением от последнего. Следовательно, из-за неблагоприятной геологической обстановки уровень регионального поля на юге также может оказаться заниженным.

Все это приведет к преуменьшению интенсивности локальной аномалии, связанной с интрузивным телом. Следовательно, при расчетах мы получим представление только о форме верхней части интрузии и потеряем информацию о его нижней части (она вообще не отразится на моделях, так как соответствующая ей часть локальной аномалии не будет выделена).

Севернее Баян-Баратуинского массива, в районе пос. Иджиргин-Джиса, наблюдается локальная отрицательная аномалия, как бы являющаяся ответвлением основной рассматриваемой аномалии, связанной с гранитами. Однако это ответвление, видимо, имеет совершенно другую природу. Оно приближенно совпадает с широкой долиной, в которой обнажаются меловые базальты. Возможно, что здесь имеются и мощные осадочные отложения мезокайнозоя. Поэтому сеть расчетных и вспомогательных профилей в этом районе располагалась таким образом, чтобы исключить из рассмотрения это осложнение гравитационного поля. На карте локальных аномалий мы стремились отразить только те особенности поля силы тяжести, которые связаны с мезозойскими интрузиями.

Северо-западнее Их-Хайрханского массива выделяется обширный гравитационный минимум, в контуры которого вписываются Унчжунский, Западно-Унчжунский и Бичигтуинский гранитные массивы. Эта аномалия имеет форму неправильного овала, вытянутого в северо-западном направлении. Обнажающиеся в ее пределах гранитные массивы очевидно, являются выступами единого интрузивного тела. Апофизой данной интрузии, видимо, служит Южно-Унчжунский массив, в районе которого наблюдается относительный минимум силы тяжести, соединяющийся полосой пониженного поля с основной отрицательной аномалией.

К югу от этого основного минимума расположена обширная зона повышенного гравитационного поля. Входящие в нее максимумы обладают приблизительно одинаковой интенсивностью. В ее пределах разви-

ты породы среднего палеозоя. Очевидно, значения поля силы тяжести в максимумах могут быть использованы для определения нулевого уровня отрицательной локальной аномалии.

В северном же обрамлении рассматриваемой аномалии подобные максимумы не вошли в площадь гравиметрической съемки. За нулевой уровень минимума, связанного с гранитами, здесь принимались пологие участки графиков силы тяжести, фиксируемые на отдельных профилях, т. е. значения локальной аномалии, по-видимому, занижались так же, как и в районах Их-Хайрханского и Бага-Хайрханского массивов. Поэтому все замечания о возможном искажении формы плутона, которые сделаны при анализе гравитационного поля этих районов, остаются в силе и для интрузивного тела, объединяющего группу Унчжунских массивов.

Это тело, видимо, не соединяется на глубине с Их-Хайрханским массивом, так как соответствующие им отрицательные аномалии разделены узким максимумом, который по своей интенсивности сопоставим с положительными аномалиями, входящими в южную зону повышенного гравитационного поля.

Над Онгон-Хайрханским массивом наблюдается отрицательная аномалия силы тяжести. В связи с тем, что съемкой покрыта только восточная часть массива, а гравитационное поле в его южном и северном обрамлении осталось неизученным, судить о подземной форме этого плутона невозможно.

В заключение следует отметить, что в восточной половине района имеются два выхода мезозойских гранитов, которые не вписываются в рассматриваемую полосу пониженного гравитационного поля. Первый выход расположен в 8 км северо-восточнее пос. Иджиргин-Джиса. В поле силы тяжести он отражается слабым изгибом изоаномал: соответствующая ему отрицательная локальная аномалия чрезвычайно мала. Второй выход гранитов расположен в 6 км юго-восточнее Баян-Баратуинского массива. Он практически не фиксируется в гравитационном поле. По-видимому, эти интрузии либо обладают слишком малым объемом для того, чтобы создать заметные гравитационные аномалии, либо в их составе преобладают гранодиоритовые разности, плотность которых почти не отличается от плотности вмещающих пород.

ФОРМЫ И РАЗМЕРЫ ГРАНИТНЫХ ПЛУТОНОВ (РЕЗУЛЬТАТЫ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ ДАННЫХ)

Результаты количественных расчетов подтверждают возникшее при качественном анализе гравитационного поля предположение о том, что Хушу-Улинский, Абдарынский, Баян-Баратуинский, Бага-Хайрханский и Их-Хайрханский гранитные массивы сливаются на глубине в единое линейно-вытянутое интрузивное тело (рис. 10 и 11, для удобства показана лишь часть расчетных профилей). К выводу о подземном соединении последних трех массивов, как отмечалось в начале главы, пришел и А. И. Гришко (Гришко, Капсамун, 1968) на основании интерпретации так называемых «вариаций силы тяжести». Проводимые им контуры развития гранитов на глубине 2—3 км приблизительно согласуются с нашими данными о проекции западной части кровли интрузивного тела на земную поверхность.

Столь же удовлетворительное соответствие контуров отмечается и для другого плутона, в который входит вся группа Унчжунских массивов. Основываясь на этом, мы для приближенной характеристики площади кровли Онгон-Хайрханского массива гранитов использовали результаты интерпретации, выполненной А. И. Гришко, так как количественные расчеты нами здесь не производились из-за невозможности вы-

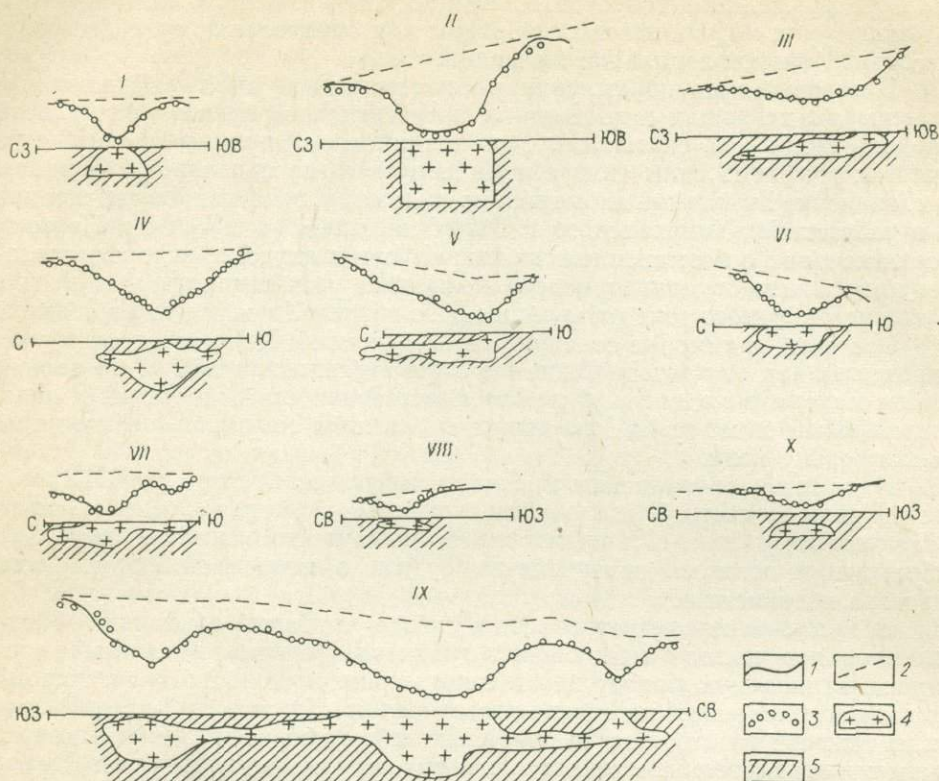


Рис. 10. Интерпретационные разрезы по профилям, секущим гранитные плутоны Их-Хайрханского района.

1, 2 — графики наблюдаемых аномалий (1) и регионального фона (2); 3 — значения гравитационного влияния подобранных моделей; 4 — тела гранитов; 5 — вмещающие породы; I—X номера профилей (положение профилей см. рис. 11)

деления локальной аномалии на столь ограниченном участке съемки.

Все три крупных гранитных плутона, площади проекций которых выявлены по геофизическим данным, образуют в плане протяженную дугообразную полосу. Ее западная ветвь ориентирована в северо-западном и субширотном направлении, восточная — в северо-восточном. Плутоны приурочены к дугообразной системе разломов глубинного заложения (см. описание геологического строения района). Несколько в стороне от нее (северо-западнее Абдарьинского массива) расположено изолированное тело гранитов.

Перейдем к описанию отдельных гранитных плутонов. Громадное интрузивное тело, объединяющее Хушу-Улинский, Абдарьинский, Баян-Баратуинский, Бага-Хайрханский и Их-Хайрханский массивы, протягивается на расстояние свыше 150 км при ширине изменяющейся от 6 до 20 км. Его вертикальная мощность (толщина) изменяется по простиранию от 2 до 11 км. На большинстве разрезов этот плутон представляет собой уплощенное по вертикали линзовидное тело, осложненное в отдельных местах апофизами (см. рис. 10 и 11).

Поднятие кровли плутона, соответствующее Хушу-Улинскому массиву, имеет форму простого локального купола с пологими склонами. Экстраполяция поверхности купола на площадь выходов гранитов позволяет полагать, что величина денудационного среза здесь невелика. Вертикальная мощность плутона в центральной части поднятия составляет 5 км. В промежутке между Хушу-Улинским и Абдарьинским массивами кровля интрузива погружается на глубину около 3 км, а его вертикальная мощность уменьшается до 2—3 км.

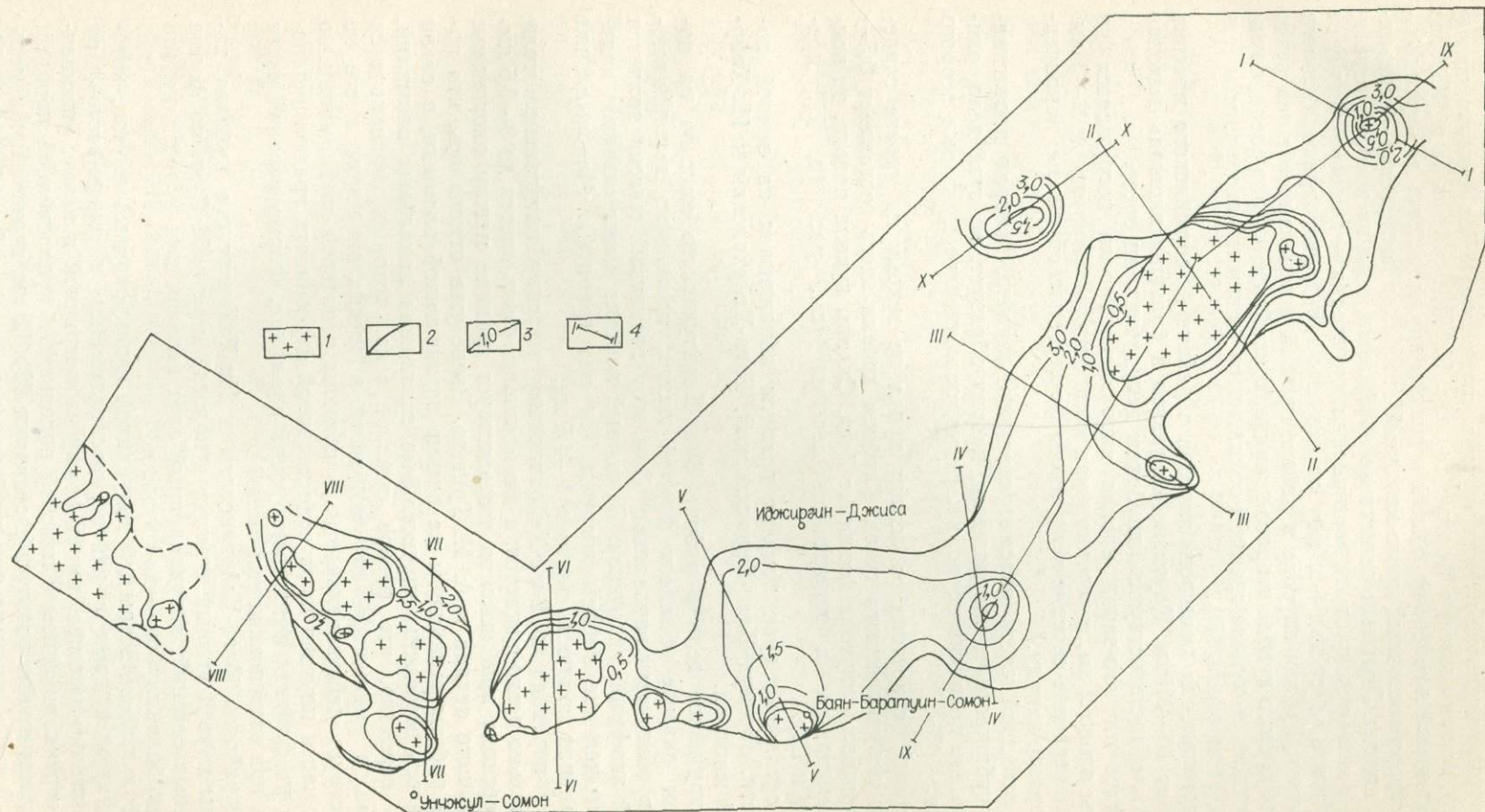


Рис. 11. Строение кровли гранитных плутонов Их-Хайрханского района.

1 — площади выходов гранитов на земную поверхность; 2 — контуры проекций интрузивных тел на земную поверхность; 3 — линии равных глубин кровли плутонов; 4 — расчетные профили.

Крупное поднятие кровли плутона, соответствующее Абдарыинскому массиву, имеет сложную форму (см. рис. 10, 11, профили II и IX). Его юго-восточный и северо-западный контакты круты (вплоть до вертикальных), северо-восточный и юго-западный (особенно последний) — сравнительно пологи. Поднятие осложнено апофизами, одна из которых ответвляется к юго-востоку от его восточной части, вторая — к северо-западу от центральной, а третья — к югу от его юго-западного периклинального замыкания. Кровля плутона в районе третьей апофизы имеет вид резко асимметричного купола второго порядка. В наиболее высоко расположенной части этого купола граниты обнажаются на земной поверхности (см. рис. 10, 11, профиль III).

Вертикальная мощность плутона в районе Абдарыинского массива достигает 10—11 км. Крутизна контактов и большая площадь выходов гранитов свидетельствуют о глубоком денудационном срезе.

Далее на юго-запад кровля интрузивного тела погружается до глубины около 2 км, а вертикальная мощность уменьшается до 2—3 км. Здесь поперечное сечение тела имеет форму плоской линзы, наклоненной к северо-западу.

В западной части рассматриваемого плутона, которая протягивается в субширотном направлении, кровля образует, по сути дела, единое крупное поднятие первого порядка, осложненное куполами второго порядка.

Первый (с востока на запад) купол не вскрыт на уровне современного денудационного среза. Глубина кровли здесь составляет 0,5—1 км, мощность плутона достигает 7 км. Склоны купола пологи, он почти симметричен в поперечном сечении (см. рис. 10, 11, профили IV и IX).

В остальных трех куполах граниты обнажаются на земной поверхности, образуя Баян-Баратуинский, Бага-Хайрханский и Их-Хайрханский массивы.

Интрузивное тело в районе Баян-Баратуинского массива на поперечном разрезе обладает формой линзы, постепенно выклинивающейся в северном направлении. Сам этот гранитный массив является крупной апофизой интрузива. Ее южный контакт имеет северное падение (вмещающие породы погружаются под граниты). Максимальная вертикальная мощность плутона 4—4,5 км.

При переходе к Бага-Хайрханскому массиву интрузивное тело сравнительно резко сужается, а его мощность уменьшается до 3—3,5 км. Зона перехода приблизительно соответствует границе между площадями работ нашего отряда и А. И. Гришко. Выше уже отмечалось, что последние работы выполнены на весьма ограниченной площади, в связи с чем здесь возможны значительные искажения локальных аномалий. Весьма вероятно, что резкое сужение тела, которым моделируется интрузив, и уменьшение его мощности в рассматриваемом месте не соответствует действительности, а связаны с потерей информации по нижней части плутона из-за недостаточной изученности гравитационного поля на флангах интерпретируемой аномалии. Форма верхней части плутона при этом искажается мало.

Для районов Бага-Хайрханского и Их-Хайрханского куполов характерны крутой южный контакт и пологий северный. Судя по форме поперечных сечений, денудационный срез невелик для первого купола и гораздо более глубок — для второго.

Небольшой не вскрытый денудацией изолированный плутон, который обнаружен нами в районе, расположенном к северо-востоку от Абдарыинского массива, имеет форму изометричной в плане, уплощенной по вертикали линзы с плоской подошвой и куполовидной кровлей. Его горизонтальные размеры составляют 12×12 км, вертикальная мощность — 3 км, а минимальная глубина кровли — 1—1,5 км (см. рис. 10,

11, профиль X). Можно полагать, что этот плутон приурочен к разлому, имеющему северо-западное простирание и протягивающемуся в район Абдарыинского массива, где именно к этому направлению приурочены две апофизы крупного интрузивного тела, охарактеризованного выше.

Унчжунский плутон, включающий в себя собственно Унчжунский, Западно-Унчжунский, Бичигтуинский и Южно-Унчжунский массивы, имеет форму уплощенной по вертикали линзы с горизонтальными размерами 34×20 км. Его длинная ось ориентирована в северо-западном направлении. Вертикальная мощность изменяется от 1,5 до 4 км (см. рис. 10, 11, профили VII и VIII). На большей части площади плутона его подошва почти горизонтальна. Полученная модель, возможно, характеризует лишь верхнюю часть интрузивного тела, так как гравитационное поле на северном фланге интерпретируемой аномалии изучено недостаточно, в связи с чем может быть потеряна информация о нижней его части (ситуация здесь такая же, как и в районах Их-Хайрханского и Бага-Хайрханского массивов).

Восточный контакт Унчжунского интрузива на отдельных участках крутой, северо-восточный и юго-западный — пологие. Кровлей плутона формируется сравнительно простой по очертаниям купол, несколько осложненный в своей южной части, где Южно-Унчжунский массив как бы образует апофизу главного интрузивного тела. Экстраполяция контура плутона на разрезах позволяет полагать, что денудационный срез здесь значителен. В центральных частях отдельных массивов, представляющих собой купола второго порядка, возможно, срезано свыше 1 км гранитов.

Онгон-Хайрханский гранитный массив, по данным А. И. Гришко, является самостоятельным интрузивным телом. Площадь его проекции несколько больше площади его выходов на земную поверхность. Судя по интенсивности гравитационного поля, вертикальная мощность этого плутона, видимо, сопоставима с толщиной Унчжунского интрузива.

Таким образом, все рассматриваемые плутоны представляют собой уплощенные по вертикали полого залегающие интрузивные тела. Только в районе Абдарыинского массива, где мощность первого наиболее крупного плутона максимальна, форма его поперечного сечения близка к изометричной. Подобная уплощенность интрузивных тел, возможно, связана с тем, что они в процессе своего становления использовали пологую ослабленную зону, приуроченную к межформационной поверхности.

Глава 4

ХАН-БОГДИНСКИЙ ПЛУТОН

Описываемый плутон щелочных гранитов расположен в юго-восточной части МНР, в районе пос. Хан-Богдо, относится по возрасту к перми. Такие крупные плутоны встречаются сравнительно редко. Генезис подобных образований и их место в общей схеме тектоно-магматических явлений во многом остаются еще неясными. Среди широкого круга вопросов, охватываемых проблемой щелочных гранитов, несомненный интерес представляют морфология и структурное положение интрузивных тел. Это и явилось целью исследований, проведенных нами в районе Хан-Богдинского плутона. Последний пересечен маршрутом, ориентированным в юго-восточном направлении и проходящим в 2 км северо-восточнее горы Хан-Богдо. Шаг наблюдений по маршруту был принят равным 2—3 км (рис. 12).

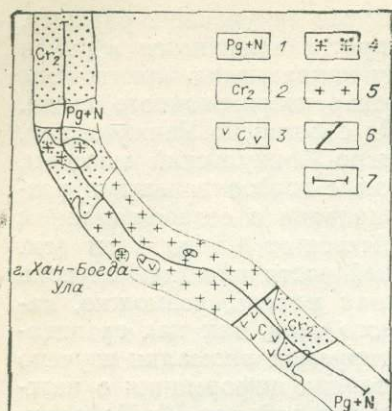


Рис. 12. Положение маршрута, проходящего через Хан-Богдинский гранитный массив, и геологическое строение полосы местности, прилегающей к маршруту.

1 — нерасчлененные отложения палеогена и неогена; 2 — меловые алевролиты, аргиллиты, песчаники; 3 — каменноугольные эффузивы; 4 — граниты и гранодиориты; 5 — щелочные граниты Хан-Богдинского массива; 6 — разломы; 7 — гравиметрический маршрут.

на значительном удалении от плутона. Представлены песчаниками, сланцами, известняками. Их суммарная мощность достигает 6000 м. Углы падения на крыльях складок 45—75°.

В районе исследований сравнительно широко развита эффузивно-осадочная толща, относимая авторами геологической карты МНР к карбону. Ю. А. Петрович связывал эти образования с пермью. Здесь обнаружены андезитовые порфириты, липаритовые порфириты и их туфы. Некоторую роль в низах разреза играют песчаники (часто туфопесчаники) и алевролиты. Мощность эффузивно-осадочной толщи достигает 5000 м. Породы смяты в сравнительно напряженные складки (углы падения 45—75°).

В юго-восточном обрамлении гранитного массива обнажаются эффузивы юры (андезиты, андезито-базальты, андезитовые порфириты и их туфы). Мощность толщи эффузивов незначительна (150 м).

В районе широко распространены меловые отложения. Представлены они глинами, песчаниками, аргиллитами, мергелями, конгломератами, иногда туфопесчаниками, туфами липаритов. Мощность меловых отложений в депрессиях может достигнуть 1000—1200 м. Породы в целом слабо литифицированы и обладают высокой пористостью. Их залегание близко к горизонтальному.

Третичные рыхлые отложения (конгломераты и глины) имеют мощность порядка 100 м. У четвертичных образований она чаще всего измеряется первыми метрами (делювий). Мощность же аллювиальных и озерных отложений этого возраста (песков, глин) местами достигает 10 м.

На площадях, прилегающих к Хан-Богдинскому гранитному плутону, широко развиты интрузивные образования, относимые к карбону. Представлены они гранодиоритами, гранитами, граносиенитами, реже сиенитами, монцонитами, сиенито-диоритами. Один из гранитных массивов этого возраста пересекается нашим маршрутом (его северо-западной ветвью).

Хан-Богдинский интрузив сложен средне- и крупнокристаллическими слабопорфировидными розовато-серыми роговообманковыми щелоч-

Сведения о геологическом строении района приводятся по данным Ю. А. Петровича, Ю. Е. Андреева и коллектива авторов геологической карты МНР, составленной в 1971 г. под редакцией Н. А. Маринова.

Выходы наиболее древних докембрийских образований отмечаются восточнее и юго-восточнее Хан-Богдинского гранитного массива. Расположены они на значительном удалении от нашего маршрута. Представлены слюдяными сланцами, кварцитами, амфиболитами, мраморами и гнейсами. Суммарная мощность отложений превышает 5000 м.

В западном обрамлении гранитного массива обнажаются ордовикские образования. Это сланцы, известняки, метаморфизованные песчаники. Мощность толщи около 6000 м. Породы смяты в напряженные складки северо-восточного и субширокого простирания с углами падения на крыльях 70—80°.

Девонские отложения также не пересекаются маршрутом. Развиты они на

ными гранитами. В зоне эндоконтакта породы приобретают мелкозернистую структуру. Контакты гранитов с вмещающими породами, как правило, пологие. Исходя из того, что в пределах массива фиксируется большое количество слабонереработанных ксенолитов и приурочены они преимущественно к гипсометрически повышенным участкам, можно полагать, что глубина денудационного среза здесь невелика и кровля массива была почти горизонтальной. В поле развития щелочных гранитов встречаются и ксенолиты гранитоидов, относимых к карбону. Щелочные граниты имеют следующий минеральный состав (%): калиевый полевошпат — 60, кварц — 22, кислый плагиоклаз — 10, роговая обманка — 7, эгирин — 1.

Физические свойства горных пород района специально не определялись. Судя по литологическому составу стратифицированных докембрийских образований, можно полагать, что средняя плотность вмещающих интрузивы пород близка к 2,67—2,75 г/см³. Щелочные граниты имеют плотность 2,59—2,62 г/см³. Таким образом, недостаток плотности этих гранитов по отношению к вмещающим породам близок к 0,1 г/см³. Интрузии, относимые к карбону, могут иметь такой же недостаток плотности, если в их составе преобладают граниты. Гранодиориты и диориты по этому показателю практически не отличаются от вмещающих пород.

Плотность юрских основных эффузивов также сопоставима с объемным весом вмещающих пород. Наименьшей плотностью, очевидно, обладают меловые и третичные слаболитифицированные отложения. Судя по приведенным выше данным о физических свойствах горных пород в Забайкалье, недостаток плотности этих отложений относительно всех более древних образований может достигнуть 0,4—0,5 г/см³.

Таким образом, кроме плутонов пермских щелочных гранитов, отрицательные аномалии могут создавать и некоторые массивы гранитов, относимых к карбону, и меловые депрессии.

Перейдем к описанию результатов гравиметрических наблюдений по маршруту. Значения аномалий силы тяжести в редукции Буге спроектированы на профиль, несколько спрямляющий криволинейный маршрут. На графике гравитационного поля над Хан-Богдинским массивом, как и следовало ожидать, наблюдается отрицательная аномалия. Ее юго-восточное окончание приблизительно совпадает с границей массива. Северо-западная же его граница попадает в область наименьших значений силы тяжести. Отрицательная аномалия протягивается далее на северо-запад в район небольшого массива гранитоидов, относимых к карбону. Только после прохождения последнего объекта значение силы тяжести начинает сравнительно резко возрастать, достигая на некотором удалении максимума. Таким образом, в единую отрицательную аномалию вписываются два интрузива, различных как по составу, так и (как предполагается) по возрасту (рис. 13).

После достижения максимумов, которые ограничивают рассмотренную отрицательную аномалию, значения гравитационного поля сравнительно резко уменьшаются к юго-востоку, а также к северо-западу, что связано, видимо, с увеличением в этих направлениях мощности нижнемеловых отложений. Так как последний аномалиеобразующий фактор, по всей вероятности, несколько занижает и значения поля в максимумах, для восстановления краевых ветвей графика аномалии, которая обусловлена гранитами, мы вынуждены были прибегнуть к экстраполяции (см. рис. 13). Региональный фон снят исходя из предположения о его линейном изменении в пределах профиля. Подбор сечения интрузивного тела выполнен по двумерной палетке, так как у нас отсутствовали сведения об изменении аномалии и формы тела в направлении, перпендикулярном маршруту. Все перечисленные допущения, естественно, снижают достоверность результатов интерпретации. Можно надеяться

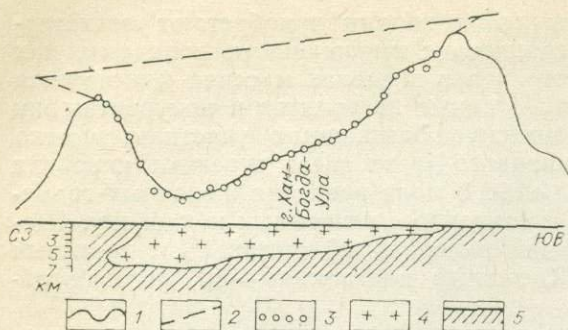


Рис. 13. Схематический разрез через Хан-Богдинский плутон по геофизическим данным.

1, 2 — графики наблюдаемой аномалии (1) и регионального фона (2); 3 — значения гравитационного влияния плутона, изображенного на разрезе; 4 — гранитный плутон; 5 — вмещающие породы.

компактное слияние двух плутонов, на наш взгляд, маловероятно. Подобная пространственная близость, естественно, наводит на мысль об их генетическом родстве. Не являются ли эти гранитоиды, близкие по своему химическому составу к щелочноземельным разностям, ранней фазой интрузии, к которой относятся и щелочные граниты? Основываясь на результатах интерпретации гравиметрических материалов, мы вправе лишь поставить такой вопрос. Ответить на него можно лишь с помощью петрологических и геологических исследований.

Судя по подобранной модели, интрузивное тело имеет ширину около 50 км (см. рис. 13). Его подошва ступенчато погружается с юго-востока на северо-запад. На юго-восточной окраине плутона его вертикальная мощность составляет всего 1—2 км, в центральной части она увеличивается до 4,5, а в северо-западной — до 7 км. Это плоское тело, по всей вероятности, является межформационной интрузией. Подводящий канал, видимо, находился в ее северо-западной части, откуда магма внедрялась на юго-восток, освобождая пространство вдоль межформационного раздела.

Ступенчатость подошвы плутона, возможно, связана с наличием разрывных нарушений. Однако она не находила отражения в структуре кровли, которая, судя по геологическим данным, была очень пологой. Последнее позволяет полагать, что смещения по разломам происходили во время внедрения магмы, которая приспособлялась к возникающим неровностям подошвы. Плоская же форма кровли обусловлена растеканием магмы в стороны под действием силы тяжести.

Глава 5

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМЫ ПЛУТОНОВ, ИХ РАЗМЕРЫ И МЕХАНИЗМ ИНТРУЗИИ ГРАНИТНОЙ МАГМЫ

Выше нами рассматривались форма и размеры гранитных плутонов. Все это позволяет сделать ряд заключений о механизме их становления. Имеются в виду достаточно общие черты геометрии плутонов, которые однозначно определяются по гравиметрическим данным. К их числу относятся следующие особенности.

1. Граниты обычно слагают тела, вытянутые в каком-либо одном горизонтальном направлении. Такая линейная вытянутость устанавли-

только на получение самого общего представления о форме поперечного сечения плутона.

При подборе модели сечения оказалось, что как граниты Хан-Богдинского массива, так и выходы гранитоидов, расположенные к северо-западу от него, вписываются в контуры единого сравнительно простого по форме тела. Если они и представляют самостоятельные плутоны, то разделить их влияние невозможно. Однако столь

вается уже по морфологии гравитационных аномалий. Исключение составляет лишь Куранжинский массив, форма которого в плане изометрична.

2. Гранитные тела уплощены по вертикали, т. е. их толщина меньше ширины и длины.

3. Подводящие каналы гравиметрией не фиксируются.

4. При сильно варьирующей длине интрузивов площади их поперечных сечений на разрезах сопоставимы. Имеются в виду разрезы, проходящие через те части плутонов, где их ширина и толщина максимальны. В указанных местах толщина (вертикальная мощность) изменяется от 5 до 11 км, ширина — от 10 до 20 км, площадь поперечных сечений — от 70 до 220 км². Таким образом, количество аномальных масс, приходящееся на единицу длины интрузивных тел, имеет один и тот же порядок.

5. В большинстве случаев куполовидным поднятиям кровли соответствуют утолщения интрузивов, т. е. большее поднятие наблюдается там, где больше аномальных масс. У этой закономерности есть исключения, но они малочисленны. К ним относятся южная часть Дурулгуевского массива в верховьях пади Бырка, где купол отмечается над утоненной частью интрузива, и Ималкинский ствол интрузий, где эпицентры локальных аномалий смещены относительно выходов гранитов. В качестве исключения последний случай можно было бы и не рассматривать, поскольку Ималкинский ствол представляет, по сути дела, единый удлиненный купол, отдельные части которого обнажаются в эрозионных окнах (см. гл. 2).

6. Для куполовидных поднятий кровли плутонов, расположенных в пределах единой тектонической зоны, характерна сопоставимая глубина денудационного среза. Такой вывод возникает при рассмотрении Агинско-Ульдзинского междуречья, относящегося к одной тектонической зоне, в пределах которого достоверно установлена одновозрастность интрузий (поздняя юра). Большая часть куполовидных поднятий кровли громадной кольцевой интрузии, обнаруженной в южной части этой зоны, еще не вскрыта денудацией и расположена на глубинах около 0,5—1 км. Исключения составляют Чулун-Хоротский купол и Ималкинский ствол, где вскрыты только апикальные части плутонов. Судя по отношению площади выходов гранитов к площади проекций им соответствующих тел на дневную поверхность, денудационный срез несколько глубже у Дурулгуевского, Саханайского и Урдо-Таптанайского массивов. Если путем экстраполяции контуров на разрезах двух последних плутонов приближенно восстановить положение их кровли, то глубину денудационного среза можно оценить в 0,5—1 км. Таким образом, различия в глубине среза составляют 1—2 км. Тенденция к увеличению этого параметра в направлении с юга на север, отмечаемая в Агинско-Ульдзинской зоне, возможно, связана с приближением к Даурскому поднятию, которое возникло еще в поздней юре и возродилось в новейшую эпоху. Как уже отмечалось, площадь, занимаемая в пределах этого поднятия выходами средне-верхнеюрских гранитов, резко возрастает, что связано с увеличением мощности денудированного слоя пород (Зорин, Старченко, 1966).

Перечисленные особенности морфологии гранитных плутонов, которые установлены в результате интерпретации геофизических материалов, сами по себе, в отрыве от других сведений, еще не могут служить основой для суждений о механизме становления интрузий. Для этого необходимы конкретные геологические данные и ряд общих соображений петрологического характера.

Исследователи, занимавшиеся изучением этих гранитов, считают, что плутоны, сложенные ими, являются аллохтонными (интрузивными) телами, т. е. они образовались в результате кристаллизации магмы,

внедрившейся из более глубоких горизонтов земной коры. По современным представлениям (Менерт, 1963), гранитная магма генерируется в большинстве случаев на глубинах 10—20 км, где термодинамические условия соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма. Магма может образовываться за счет частичного или относительно полного плавления пород — как метаморфических осадочных (палингенез), так и интрузивных (анатексис). Эти процессы могут осложняться привнесением вещества с больших глубин. В качестве источников энергии и вещества, необходимых для образования гранитной магмы, здесь равно допустимы как потоки флюидов, так и интрузии мантийного материала.

Вместе с тем существует мнение (Канищев, Менакер, 1971), что верхнеюрские граниты Забайкалья есть результат преобразования (метасоматоза либо анатексиса) их вмещающих толщ верхнего палеозоя — нижнего мезозоя. Основанием для такого заключения явилось приближенное соответствие между вертикальными размерами плутонов и стратиграфическими мощностями этих толщ (до 6 км). Мы не можем согласиться с мнением А. Д. Канищева и Г. И. Менакера (1971), так как для указанных толщ не характерна амфиболитовая фация метаморфизма. Изучение Цаган-Олуевского массива (Синица, 1963; Синица, Зорин, 1966) показывает, что метаморфизм, близкий к амфиболитовой фации, в мезозое проявился лишь в гранитоидном фундаменте этих толщ в зонах повышенного проницания, где формировались структуры типа гнейсовых валов и куполов. В обнаженных в настоящее время ядрах таких валов установлено, что метаморфизм сопровождался выплавлением ультракислого материала, но объем таких выплавок невелик. Тем не менее на больших глубинах процесс магмообразования мог протекать более интенсивно.

Таким образом, геологические материалы по Забайкалью не дают оснований для ревизии общепринятых представлений о генерации крупных порций гранитной магмы на глубинах 10—20 км. Приближенное же соответствие между толщиной гранитных плутонов и мощностью отложений позднего палеозоя — раннего мезозоя может быть объяснено тем, что интрузивы в процессе своего становления частично использовали межформационный раздел между осадочными образованиями и фундаментом.

Следует отметить, что апикальные части позднемезозойских плутонов, доступные для изучения, обычно сложены гипабиссальными разновидностями. Верхнеюрские эффузивы обнаруживают как пространственную, так и петрохимическую связь с рассматриваемыми массивами. На Соктуйском гранитном массиве, относящемся к кукульбейскому комплексу, имеются даже постепенные переходы между гипабиссальными интрузивными породами и кислыми вулканитами (Лесняк, 1966). Подобные факты указывают на то, что гранитная магма застывала на глубине порядка первых километров и даже достигала земной поверхности. Следовательно, глубина верхних границ рассматриваемых плутонов в момент окончательного становления ненамного превосходила их современную глубину (видимо, на 1—2 км).

Теперь, после изложения геологических данных по гранитным плутонам, мы можем сформулировать нашу задачу. *Нами предпринята попытка подобрать такой механизм становления послескладчатых гранитных интрузий, который бы обеспечивал перемещение определенных порций гранитной магмы с глубины 15 км (средний уровень образования магмы) до глубины 5 км (средний уровень центров тяжести гранитных массивов в конце становления) и приобретение интрузивными телами тех особенностей формы, которые перечислены в начале данной главы.* Здесь имеется в виду именно выбор одной из уже существующих концепций механизма внедрения кислых интрузий. В настоящее время геология не испытывает недостатка в количестве конкури-

рующих между собой концепций почти по всем вопросам геодинамики. Некоторые из таких логических конструкций могут удовлетворять современным геофизическим данным. Вряд ли стоит предлагать новые механизмы становления гранитных плутонов, не проверив принципиальной приемлемости старых.

Существует достаточно полный обзор концепций становления гранитных плутонов (Шарапов, Голубев, 1976). Мы совершенно согласны с авторами в том, что возникновение гипабиссальных разностей гранитов не может быть связано с процессами типа «зонного плавления» (Виноградов, 1959) или типа «магматического замещения» (Коржинский, 1955), ибо на глубинах до 7—8 км не существует условий для возникновения крупных порций гранитного расплава. Эти процессы могут протекать на значительно больших глубинах. В нашем случае имеет место именно интрузия магмы. Наиболее распространены следующие две гипотезы механизма внедрения расплава. В первой предполагается, что магма выдавливается из очага в верхние горизонты земной коры тектоническими (негидростатическими) силами по разломам и ослабленным зонам. Во второй исходят из того, что скопления гранитной магмы (крупные «капли») в гравитационном поле всплывают вверх под действием архимедовой силы, возникающей из-за разницы плотностей расплава и вмещающих пород. В. Н. Шарапов и В. С. Голубев отдают предпочтение первой гипотезе, считая вторую менее приемлемой для субвулканической и гипабиссальной фаций магматизма. Они критикуют сторонника механизма «всплывающих капель» У. Файфа (1972) за то, что он не обсуждает вопроса о пластичности среды (Шарапов, Голубев, 1976, с. 87). Однако сами авторы ограничиваются, в сущности, качественными рассуждениями о преобладании разрывных дислокаций над пластическими в верхней части земной коры, где ее материал разогрет мало. Такой подход нельзя считать полным.

Известно, что практически любой реальный материал с точки зрения макрореологии обладает и упругостью, и вязкостью, и пластичностью. В зависимости от величины и длительности нагрузки то или иное из перечисленных свойств может преобладать. При анализе геологических процессов, длительность которых измеряется десятками тысяч и миллионами лет, практически все среды можно моделировать вязкой жидкостью. Физическая природа вязкости геологических сред может быть различной. На больших глубинах (в мантии и нижней части земной коры), где температура и давление высоки, основную роль играет диффузионно-вязкое течение веществ. На меньших (до 30 км) глубинах начинает преобладать дислокационный механизм ползучести. Здесь мы имеем дело с пороговыми процессами необратимой деформации, т. е. с образованием и движением дислокаций, приводящих в конечном итоге к разрывам сплошности. Значительную роль при этом играют всевозможные границы, вплоть до границ зерен, которые являются областями образования и стока дислокаций (Ушаков, Красс, 1972).

Кроме того, верхняя часть земной коры разбита разломами различного порядка (вплоть до микротрещин) и ее можно рассматривать как совокупность упругих блоков, заключенных в пластичную матрицу, так как материал по границам блоков находится в состоянии, близком к пластичному. Каждый небольшой блок смещается относительно смежных по пластичным зонам нарушений, а в крупном объеме земной коры (в агрегате таких блоков) отмечается необратимая «псевдопластическая» деформация. Когда скорость деформаций мала, то в первом приближении она линейно зависит от напряжения, что эквивалентно закону вязкого течения. Таким образом, процесс деформации земной коры при медленных движениях можно рассматривать с точки зрения вязкого течения, вводя надлежащим образом, согласно уравнениям движения, «кажущийся коэффициент вязкости» (Ушаков, Красс, 1972,

с. 51). В зонах повышенной трещиноватости величина этого коэффициента, пригодного для макрореологического описания крупных геологических объектов, должна уменьшаться.

Средняя вязкость земной коры, оцененная путем моделирования «растекания» краев континентальных глыб, окружающих Атлантический океан, под действием силы тяжести составила 10^{22} П (Ушаков, Красс, 1972). Судя по экспериментальным данным, эффективная («кажущаяся») вязкость гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев при нормальной температуре и касательных напряжениях порядка 100 кг/см^2 изменяется от 10^{17} до 10^{23} П (Белоусов, Гзовский, 1964). Столь широкие пределы изменения эффективной вязкости, видимо, объясняются различиями в степени нарушенности образцов микротрещинами либо иными дефектами структуры.

Таким образом, вмещающие породы всегда можно рассматривать как вязкую жидкость, и никаких серьезных физических возражений против возможности всплывания тела интрузии сквозь такую среду не существует. Замечание В. П. Шарапова и В. С. Голубева (1976, с. 87) о том, что «кристаллизация приводит к исчезновению плавучести», нельзя отнести к таким возражениям, так как процесс всплывания тела определяется главным образом реологическими свойствами вмещающей среды и разностью плотностей, а не вязкостью тела.

Рассмотрим, как установленные нами особенности формы и размеров интрузивов согласуются с гипотезами насильственного внедрения и свободного всплывания. Вытянутость интрузивов в одном из горизонтальных направлений, которая свидетельствует об их приуроченности к зонам разломов, неплохо согласуется с первой гипотезой. Уплощенность по вертикали, которая в ряде случаев увязывается с использованием при внедрении магмы межформационных разделов, также как будто согласуется с ней. Действительно, гидроразрывы с образованием камер могли происходить прежде всего по механически ослабленным зонам. Однако возникает вопрос, почему насильственно «закачаные» порции магмы почти всегда «предпочитали» растекаться в горизонтальном направлении и почти нигде не образовывали тел, вытянутых по вертикали. Если бы это явление нашло сколько-нибудь правдоподобное объяснение в рамках рассматриваемой концепции, то можно было бы объяснить и наблюдаемое совпадение поднятий кровли с утолщениями плутонов: насильственно внедряясь в полость, магма завоевывала пространство преимущественно за счет воздымания вышележащих пород, а в силу неоднородности условий толщина плутона оказалась разной в различных его частях. Однако при таком истолковании не вполне понятно, почему поднятие кровли может сочетаться с опусканием подошвы (Абдариинский и Баратуинский массивы). Не произошло ли здесь опускание раздутых частей массива вследствие стремления к изостазии? Иными словами, мы вдруг начинаем учитывать силы, связанные с полем силы тяжести, хотя до этого ими пренебрегли.

Значительно хуже первая гипотеза согласуется с остальными особенностями гранитных плутонов: с сопоставимостью размеров тел на разрезах через утолщенные их части, со сходной глубиной денудационного среза на куполовидных поднятиях, в чем отражается сопоставимость уровня, до которого поднимались скопления магмы, и с отсутствием подводящих каналов. Для того чтобы проявились эти особенности, необходимо предполагать, что условия образования очагов и их первичные размеры во всех частях площади были примерно одинаковы; что тектонические силы в области всех очагов были сопоставимы по величине; что одинаковыми были и условия внедрения магмы (пропускная способность разломов и сопротивление гидроразрывам).

Мы полагаем, что все перечисленные выше требования соблюдаться не могут. Во-первых, для объяснения существования раздувов тел мы

только что ввели предположение о неоднородности условий внедрения, и это теперь противоречит одному из требований. Во-вторых, при одностороннем тектоническом сжатии, обуславливающим как предполагается, выдавливание магмы из первичных очагов, различно ориентированные разломы не могут иметь одинаковую проницаемость (часть из них — открытые, а часть — закрытые). Однако существование громадной кольцевой интрузии в междуречье Ималки и Ульдзы, а также различия в ориентировке длинных осей рядом расположенных Саханайского и Урто-Таптанайского плутонов свидетельствуют о равной проницаемости разломов всех направлений. В-третьих, рассматривая сложные складчатые структуры в подвижных областях, трудно допустить, что одностороннее сжатие (стресс) было одинаковым по величине на значительных площадях. Наконец, в-четвертых, все рассмотренные интрузии являются послескладчатыми, а значит, вообще нельзя говорить о существовании значительных тектонических напряжений во время их внедрения (складки уже не образовывались). Все эти соображения говорят в пользу того, что гипотеза насильственного внедрения магмы не может учитываться при объяснении механизма становления интрузий ультракислых послескладчатых гранитов. Она больше подходит для синскладчатых магматических образований.

Значительно лучше характерные черты формы и размеры гранитных плутонов рассматриваемого типа согласуются с гипотезой свободного всплывания скоплений магмы сквозь вмещающие толщи под действием архимедовой силы.

Приуроченность интрузий к зонам разломов может быть объяснена тем, что в этих местах реологические свойства земной коры аномальны. Глубинные и региональные разломы не являются одиночными трещинами. Оперяющие их разрывы различных порядков создают вокруг главного сместителя зону повышенной трещиноватости, ширина которой может достигать нескольких километров. Концентрация дефектов в таких зонах уменьшает долговременную прочность земной коры и ее эффективную вязкость, в связи с чем крупные «капли» магмы получают возможность сравнительно быстро всплывать. С другой стороны, разломы, возможно, являются местами, где преимущественно генерируется гранитная магма, так как приток флюидов, несущих тепло и необходимые минерализаторы, происходит по ослабленным зонам.

Сходство условий проницаемости коры в таких зонах, которое вполне можно допустить, если исходить из того, что одностороннее тектоническое сжатие отсутствовало, должно было привести к сходным объемам первичных магматических камер и к их расположению на близких глубинах. При прочих условиях скорость подъема скопления магмы зависит от размеров. Отсюда следует, что гранитные тела, относящиеся к гипабиссальной фации глубинности, т. е. поднявшиеся с уровня зарождения магмы до земной поверхности примерно за одно и то же время, должны иметь сходные размеры. Кроме этого, можно полагать, что вещество верхней части коры имеет некоторый предел текучести: его вязкие свойства начинают проявляться в полной мере только после того, как напряжения превысят некоторое пороговое значение. Напряжения же, возникающие из-за стремления легкого тела всплывать в гравитационном поле сквозь более тяжелую среду, зависят, при постоянном недостатке плотности, от вертикальных размеров тела. Таким образом, одинаковый порядок размеров вертикальных сечений интрузивных тел находит вполне логичное обоснование.

Приуроченность поднятий кровли преимущественно к местам раздувов связана также с зависимостью подъемной силы от вертикальной мощности тела.

Механизм всплывания скоплений магмы предполагает, что вмещающие породы раздвигаются у кровли в стороны, обтекают это скопление

и смыкаются у его подошвы. Перемещаться вверх может практически весь первичный очаг. Поэтому отсутствие подводящих каналов представляется совершенно естественным.

Если сквозь вязкую жидкость всплывает твердое тело, то его движение вверх прекратится тогда, когда верхняя часть будет выступать над поверхностью жидкости и вес этой части уравнивает подъемную силу. В нашем же случае сквозь земную кору, моделируемую вязкой жидкостью, всплывает скопление магмы, вязкость которой значительно меньше этого же параметра вмещающей среды. Можно полагать, что часть магмы до кристаллизации интрузива будет изливаться на земную поверхность, образуя эффузивные толщи. В ряде районов Забайкалья (Соктуйский массив и др.) признаки такого явления, действительно, наблюдаются. Однако в большинстве случаев верхняя часть интрузий кристаллизуется в гипабиссальных условиях на глубинах 1—2 км. Повидимому, достигая такого уровня, магма вызывает сводообразное вспучивание вышележащих пород, которые растрескиваются. Так как разность температур вмещающей среды и магмы в приповерхностных условиях велика, порции расплава, внедряющиеся в трещины, быстро застывают, что предохраняет большую часть магмы от излияния на поверхность. Перемещение магматической камеры вверх прекратится, когда высота образованного прочного купола уравнивает подъемную силу. Вариации фаций глубинности — от субвулканической до гипабиссальной — зависят, видимо, от местных особенностей земной коры.

Достижение гидростатического равновесия по вертикали, прекращающее перемещение магматической камеры вверх, отнюдь не означают, что рассматриваемая механическая система пришла в полное равновесие. В поле силы тяжести любое вязкое тело стремится растечься в стороны, так как минимуму гравитационной энергии соответствуют слои, ограниченные эквипотенциальными поверхностями. Видимо, этим и объясняется тот факт, что подавляющее большинство гранитных plutонов несколько уплощено по вертикали. Естественно, что стремление растечься в стороны легче реализуется при наличии субгоризонтальных ослабленных зон типа межформационных разделов и пологих тектонических нарушений.

Приведенные доводы в пользу концепции всплывания скоплений магмы за счет архимедовой силы являются чисто качественными. Необходимо проверить принципиальную возможность этого процесса путем количественных расчетов. Задаваясь более или менее известными параметрами процесса, можно оценить другие параметры (например, вязкость вмещающей среды) и затем сопоставить последние с данными эксперимента и результатами расчетов, выполненных при изучении других явлений.

Жидкие тела при всплывании в других жидкостях приобретают каплевидную форму (уплощенность по вертикали приобретается после окончания всплывания). Грубой моделью таких тел может являться шар, а в случае их линейной вытянутости — круговой цилиндр. Для перечисленных форм существуют формулы, описывающие силу вязкого трения при их движении сквозь жидкость. Для шара эта сила определяется формулой Стокса (Яворский, Детлаф, 1964):

$$F = 2\pi\eta Rv \frac{2\eta + 3\eta'}{\eta + \eta'}. \quad (1)$$

Здесь R — радиус шара, v — скорость всплывания, η — вязкость вмещающей среды, η' — вязкость вещества, слагающего шар. В нашем случае вязкость магмы на много порядков меньше вязкости вмещающей среды (вязкость жидкого гранитного стекла составляет 10^6 П, а порядок вязкости пород земной коры приведен выше). Поэтому вязкостью

магмы вообще можно пренебречь. Тогда

$$F = 4\pi\eta Rv. \quad (2)$$

Отметим, кстати, что если даже полагать, что $\eta' \rightarrow \infty$, т. е. всплывает твердый шар, то сила вязкого трения увеличивается всего в 1,5 раза. Действительно, поделив числитель и знаменатель на η' , после предельного перехода получим:

$$F = 6\pi\eta Rv. \quad (3)$$

Таким образом, любое допущение о вязкости всплывающего тела мало влияет на оценку по порядку силы вязкого трения. Поэтому для моделирования линейно-вытянутого тела можно использовать известную формулу Ламба (Кочин, 1963), описывающую сопротивление среды при перемещении в ней жесткого кругового цилиндра (силу, приходящуюся на единицу длины цилиндра).

$$F = \frac{8\pi\eta v}{1 - 2 \ln \left(\frac{1}{2} \gamma^{kr} \right)}, \quad \text{где } k = \frac{v}{2v}, \quad v = \frac{\eta}{\rho}.$$

Здесь r — радиус цилиндра; η — динамическая вязкость среды; v — кинематическая вязкость среды; γ — постоянная Маскерони, равная 1,7811; ρ — плотность вязкой среды. Так как мы имеем дело с весьма большими значениями вязкости и малыми скоростями, $k \rightarrow 0$, а $\gamma^{kr} \rightarrow 1$. Поэтому можно записать

$$F = \frac{8\pi\eta v}{1 + 2 \ln 2} \approx 3,33\pi\eta v. \quad (4)$$

Если мы приравняем силу вязкого трения к силе Архимеда, то получим формулу, описывающую всплывание с постоянной скоростью. Для шара

$$\frac{4}{3} \pi R^3 g (\rho - \rho') = 4\pi\eta Rv. \quad (5)$$

Здесь g — ускорение силы тяжести, ρ — плотность среды; ρ' — плотность тела. Из (5) получим:

$$\eta = \frac{R^2 g (\rho - \rho')}{3v}. \quad (6)$$

Аналогичная формула для цилиндра запишется как

$$\eta = \frac{r^2 g (\rho - \rho')}{3,33v}, \quad (7)$$

т. е. для оценок по порядку достаточно располагать одной формулой для шара, так как различия между величинами вязкости, определенными по формулам (6) и (7) составляют всего 11%.

Плотность верхней части земной коры равна 2,67 г/см³. Плотность гранитной магмы составляет 2,446 г/см³ (Берч и др., 1949). Радиус выводим, приняв, что площадь поперечного сечения интрузивов на утоненных перемычках между раздувами в среднем составляет 30 км². Отсюда $R = 3$ км. Напомним, что в районе раздувов площадь вертикальных сечений достигает 70—220 км², что соответствует радиусам 5 и 7 км. Скорость всплывания определим исходя из того, что время существования очагов с радиусами 3—7 км составляет 10⁶ лет (Файф, 1972; Шарпов, Голубев, 1976). На всякий случай будем считать, что время всплывания на порядок меньше (магма кристаллизовалась уже в приповерхностных условиях). Скорость прохождения 10 км за 10⁵ лет равна 10 см/год или $3,17 \cdot 10^{-7}$ см/с, $g = 1000$ см/с².

Отсюда вязкость по формуле (6) оценивается в $2,07 \cdot 10^{19}$ П. Величина совпадает с оценкой вязкости коры в зонах батолитовых интрузий, сделанной Гроутом (Файф, 1972). Выше мы приводили значения средней вязкости земной коры, вычисленные по растеканию краев континентов (Ушаков, Красс, 1972), и пределы изменения вязкости — по экспери-

ментальным определениям на образцах кристаллических пород. Наша оценка на три порядка меньше средней вязкости коры, но на два порядка больше минимальной величины, полученной по экспериментам. Мы уже говорили о том, что уменьшение эффективной вязкости ниже среднего его значения для коры характерно, видимо, для образцов, имеющих дефекты. Однако для экспериментов, очевидно, отбирались образцы, не имеющие заметных нарушений структуры, и мы имеем дело с макроскопически не диагностируемыми дефектами. Можно с полным основанием полагать, что в зонах разломов количество дефектов структуры породы резко увеличивается, и, таким образом, со значительным запасом ориентироваться на минимальные значения вязкости, полученные при экспериментах, для характеристики именно таких зон. Отсюда приходим к выводу, что механизм всплывания скоплений гранитной магмы вполне правдоподобен для условий земной коры, но реализоваться он может со скоростью, достаточной для проникновения магмы до небольших глубин лишь в зонах разломов. Если магматический очаг образуется на участке земной коры, где нет ослабленных зон, то скопление магмы до кристаллизации просто не успевает всплыть до уровней, характерных для гипабиссальной и субвулканической фаций. Мы не считаем этот вывод тривиальным. Сплошь и рядом геологическими методами разломы в районах таких интрузий не фиксируются. Например, далеко не во всех местах кольцевого плутона, расположенного в между-речье Ималки и Ульдзы, при геологической съемке установлены разломы. Полученный вывод позволяет утверждать, что обнаруженная геофизическими методами линейная вытянутость гранитных плутонов является достаточным признаком существования мощных зон разломов.

Рассмотрение коры как вязкой жидкости пригодно для описания процесса становления плутонов в целом. В деталях же процесс перемещения магматической камеры включает в себя и частичное разрушение вмещающей среды (последовательное образование камеры выше магматической «капли»). С этой точки зрения вызывает интерес сопоставление напряжений, создаваемых архимедовой силой, с прочностью кристаллических горных пород. Тело мощностью 6 км (оценка близка к минимальной для всплывающей «капли») и с недостатком плотности $0,22 \text{ г/см}^3$ создает на верхней границе напряжение величиной 130 кг/см^2 . Прочность метаморфизованных песчаников и сланцев варьирует от 110 до 2500 кг/см^2 (Берч и др., 1949). Столь широкие пределы изменения этого параметра, очевидно, также связаны с различной степенью нарушения образцов. Для характеристики свойств горных пород в зонах разломов и на межформационных разделах, видимо, можно ориентироваться на нижний предел прочности, который сопоставим с возникающими напряжениями. Таким образом, «прочностной» подход также объясняет приуроченность гранитных тел к разломам и межформационным границам (горизонтальные напряжения в жидкой магме имеют тот же порядок, что и вертикальные). Однако такой подход отнюдь не бесспорен, так как мы рассматривали значения условно-мгновенной прочности. Существует вполне обоснованное мнение, что длительная прочность земной коры, т. е. ее способность сопротивляться нагрузкам, действующим в течение времени, которое соизмеримо с продолжительностью геологических процессов, оценивается всего первыми десятками килограммов на квадратный сантиметр (Ушаков, Красс, 1972).

Не претендуя на окончательное решение вопроса, мы считаем, что выявленные особенности формы и размеров плутонов хорошо согласуются с гипотезой становления гранитных плутонов под действием сил, создаваемых конвективной неустойчивостью, т. е. за счет всплывания скоплений легкой магмы сквозь земную кору, которая в геологических процессах ведет себя как вязкая жидкость.

Однако существует еще одна сторона проблемы, которую мы не учитывали ни при определении формы массивов, ни при анализе возможного механизма внедрения магматических тел. Дело в том, что существенным недостатком плотности по сравнению с вмещающими песчанико-сланцевыми толщами обладают только ультракислые граниты. Нормальные (щелочно-земельные) разности характеризуются меньшим недостатком плотности, а плагиограниты и гранодиориты практически имеют ту же плотность, что и вмещающие породы. В больших магматических камерах может происходить гравитационная дифференциация расплава, в связи с чем основность (а следовательно, и плотность) образований, слагающих крупный массив, будет повышаться с глубиной. В этом случае отрицательную гравитационную аномалию будет создавать не все интрузивное тело, а только верхняя его часть, представленная наиболее кислыми и наименее плотными породами. Интерпретируя эту аномалию, мы получим представление об уплотненном по вертикали теле, в то время как истинная подошва магматической камеры может располагаться на более значительной глубине.

Такая ситуация компрометирует в целом идею о всплывании скоплений сравнительно кислой магмы сквозь вмещающие породы, так как даже гранодиоритовый расплав имеет плотность меньшую, чем песчанико-сланцевые толщи рассматриваемых районов. Только после кристаллизации плотность гранодиоритов повышается до $2,70 \text{ г/см}^3$. Тем не менее в подобной ситуации полученное при интерпретации представление о существовании уплотненных по вертикали тел не может являться доказательством горизонтального растекания скоплений магмы во вмещающих породах под действием силы тяжести. Такое растекание существует и в последнем случае, но происходит оно в магматической камере, представляя собой составную часть гравитационной конвекции в расплаве.

Следует отметить, что предположение о сложном, изменяющемся с глубиной составе интрузий и об отражении в гравитационных аномалиях только их верхних частей, основано на весьма общих соображениях. Конкретные же материалы по рассмотренным районам показывают, что вычисленные по аномалиям силы тяжести глубины нижних границ плутонов приближенно соответствуют мощностям вмещающих песчанико-сланцевых толщ. Последнее позволяет полагать, что интрузивные тела при внедрении использовали межформационные границы, а их вертикальные мощности в первом приближении оценены верно. Отсюда следует весьма вероятный вывод о сравнительно однородном химическом составе плутонов по вертикали и об отсутствии заметной гравитационной конвекции в магматических камерах, где кристаллизация происходит в гипабиссальных условиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В связи с тем, что денудационный срез большей части мезозойских гранитных плутонов Забайкалья и Монголии неглубок и на поверхности обнажаются лишь апикальные части отдельных куполовидных поднятий кровли, большинство геологов до недавнего времени относили эти интрузии к классу малых, трещинных тел. Считалось, что преобладающей их формой являются вытянутые по вертикали штоки. В результате геофизических исследований установлено, что эти плутоны обычно резко расширяются на глубине и площадь их кровли во многих случаях составляет сотни и даже тысячи километров, что соизмеримо с размерами батолитов. С гранитами подобного петрохимического типа связаны месторождения олова, вольфрама и других редких металлов.

Геофизические исследования также показали, что, несмотря на значительные вариации такого параметра, как площадь кровли, площади вертикальных сечений тел на разрезах, ориентированных поперек вытянутости интрузивов, имеют один и тот же порядок. В сочетании со сходной глубиной денудационного среза, некоторой уплощенностью по вертикали, совпадением поднятий кровли с раздувами тел и другими особенностями формы полученное представление о параметрах плутонов позволяет полагать, что гипотеза внедрения скоплений магмы за счет их плавучести вполне приемлема и что существует пороговое значение размеров таких скоплений (количества аномальных масс, приходящегося на единицу длины камеры), после достижения которого механизм всплывания магматических тел становится осуществимым. Не менее важен и вывод о том, что эффективная вязкость вмещающей среды, необходимая для реализации такого механизма за приемлемое время, не сколько меньше средней вязкости земной коры, но значительно превышает нижний предел вязкости, оцененной в результате экспериментов на образцах. Отсюда следует, что всплывание магматических камер возможно лишь в ослабленных зонах. Последнее объясняет приуроченность плутонов к участкам коры, нарушенным разломами.

Возможности геофизических методов в познании механизма внедрения и даже природы гранитной магмы еще далеко не исчерпаны. Так, существует мнение, что кислая магма образуется в земной коре на глубинах 10—20 км за счет селективных выплавов из магматических либо первично осадочных пород. При подъеме магматических камер вверх на месте первичных очагов должен оставаться «тяжелый» остаток. Обнаружить объект повышенной плотности, расположенный под телом пониженной плотности, методами гравиметрии во многих случаях невозможно в связи с тем, что верхняя часть земной коры сравнительно неоднородна. Такая неоднородность приводит к возникновению аномалий силы тяжести, которые искажают гравитационное влияние диполя «гранитный плутон — тяжелый остаток». Однако повышение плотности обычно сопровождается увеличением скорости распространения упругих колебаний. Поэтому задача обнаружения зон развития

плотных пород под гранитными телами может в принципе решаться сейсмическими методами. При этом выбираются крупные по площади плутоны, а схема сейсмических наблюдений должна быть достаточно детальной.

Сейсморазведочные методы в сочетании с гравиметрией могут обеспечить получение более точной информации о геометрии кровли плутонов.

В современных условиях, когда фонд легко обнаруживаемых с поверхности месторождений уже в значительной мере исчерпан, все более актуальным становится вопрос о поисках глубоко залегающих рудных объектов. Организация и направление таких работ с применением больших объемов бурения совершенно немыслимы без предварительного изучения геологических условий района на значительных глубинах. В случае поисков олова и вольфрама главным условием, определяющим перспективность участка, является форма кровли гранитного плутона на глубине. Таким образом, определение морфологии гранитных интрузивов из академической задачи все более превращается в прикладную.

Амантов В. А. Монголо-Охотская складчатая область Забайкалья.— В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М. «Недра», 1966, с. 91—94.

Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 125—140.

Аристов В. В., Ляхов Л. Л., Королев Б. Н., Кадыров И. Н. Сочетание геологических и геофизических методов при изучении известных рудных районов. М., Госгеолтехиздат, 1960. 40 с.

Барабашев Е. В. Раннемезозойские отложения Агинской зоны.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 3 (5). Чита, изд. Забайкальск. филиала Геогр. об-ва СССР, 1968, с. 48—51.

Барабашев Е. В., Трущева Н. А. О проблеме возраста отложений акшинско-илинской серии.— «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», Чита, 1967, вып. 2 (4), с. 71—73.

Барабашев Е. В., Чабан Н. Н. Предверхнеюрские интрузии Центрального Забайкалья.— «Зап. Забайкальск. отд. Геогр. об-ва СССР», Чита, 1963, вып. XIX, с. 7—25.

Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. М., «Недра», 1964, с. 38—46.

Берч Фр., Шерер Дж., Срайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М., ИЛ, 1949, с. 115—142.

Виноградов А. П. Метеориты и земная кора.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1959, № 10, с. 5—27.

Геологическая карта Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР, 1966.

Гришко А. И., Капсамун В. П. О форме интрузивных тел Их-Хайрханского рудного узла (Центральная Монголия).— «Геол. и геофиз.», 1968, № 5, с. 94—98.

Заборовский А. И. Методика интерпретации магнитных и гравитационных аномалий.— «Труды МГРИ», 1955, т. XXVIII, с. 25—37.

Зоненшайн Л. П., Кипарисова Л. Д., Окунева Т. М. Первая находка морских триасовых отложений в Монголии.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 1, с. 167—170.

Зорин Ю. А. Применение геофизических методов для изучения мезозойских интрузивов гранитного состава.— «Вестн. Вост.-Сиб. правления НТО цветн. металлургии», Чита, 1962, № 7, с. 14—19.

Зорин Ю. А. К вопросу о геологической интерпретации геофизических данных по некоторым гранитным плутонам Восточного Забайкалья.— «Зап. Забайкальск. отд. Геогр. об-ва СССР», Чита, 1963, вып. XXI, с. 40—52.

Зорин Ю. А. Структура Агинского палеозойского поля (Восточное Забайкалье).— «Сов. геол.», 1964, № 6, с. 32—43.

Зорин Ю. А. О тектонике Восточного и Центрального Забайкалья в позднем мезозое.— «Геотектоника», 1967, № 1, с. 97—108.

Зорин Ю. А., Барабашев Е. В., Менакер Г. И., Чабан Н. Н. О мезозойской тек-

тонике Забайкалья.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. III. Чита, изд. Забайкальск. филиала Геогр. об-ва СССР, 1967, с. 7—17.

Зорин Ю. А., Бугров Ю. Н. Морфология кровли Хапчерангинского плутона по геофизическим данным.— «Зап. Забайкальск. отд. Геогр. об-ва СССР», Чита, 1964, вып. XXIII, с. 145—148.

Зорин Ю. А., Попов М. П. Плотность горных пород Восточного и Центрального Забайкалья.— В кн.: Тезисы докладов II научной конференции Геологической секции им. В. А. Обручева Забайкальского отдела Географического общества СССР. Чита, 1965, с. 192—195.

Зорин Ю. А., Старченко В. В. К вопросу о соотношении Агинского массива с Даурской зоной.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. М., «Недра», 1966, с. 44—47.

Иванов А. Х., Маринов Н. А., Хасин Р. А. Геологический очерк северо-восточной части Монгольской Народной Республики.— «Труды Монгольской комиссии АН СССР», М., 1953, вып. I, с. 173.

Каленов А. Д. О происхождении рудных поясов Восточного Забайкалья на территории Монгольской Народной Республики.— «Докл. АН СССР. Новая серия», 1947, т. 58, № 2, с. 265—267.

Канищев А. Д., Менакер Г. И. Химическое строение земной коры Центрального и Восточного Забайкалья.— «Геохимия», 1971, № 1, с. 3—17.

Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанных со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 220—234.

Кормилицин В. С., Тихомиров Н. И., Шталь Н. В. Основные особенности металлогении Забайкалья.— В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 492—505.

Корчагин У. А. Геологическое строение и структурные особенности Их-Хайрханского месторождения вольфрамита.— «Сов. геол.», 1969, № 5, с. 91—100.

Кочин М. Е. Теоретическая гидротехника. Т. II. М., «Физматгиз», 1963. 583 с.

Лесняк Р. В. Закономерности юрского интрузивного магматизма Шилка-Аргунского междуречья. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1966. 23 с.

Лишнеvский Э. Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования.— «Геотектоника», 1965, № 3, с. 77—85.

Лучицкий И. В. Материалы по стратиграфии и тектонике Центрального Забайкалья.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1941, № 1, с. 3—30.

Маловичко А. К. Методы аналитического продолжения аномалий силы тяжести и их приложения к задачам гравиразведки. М., Гостоптехиздат, 1956. 125 с.

Маринов Н. А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., «Недра», 1967. 253 с.

Менерт К. Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ, 1963. 151 с.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963. 463 с.

Окунева Т. М., Павлова В. В. Стратиграфия триаса Монголо-Охотской складчатой области.— В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., 1966, с. 156—158.

Редкометалльные гранитоиды Монголии. М., «Наука», 1971. 238 с.

Синица С. М. Новые данные о строении Цаган-Олуевского гранитного массива (Восточное Забайкалье).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. Вып. I. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 64—76.

Синица С. М., Зорин Ю. А. О природе магнитной аномалии над Цаган-Олуевским массивом гнейсированных гранитоидов.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. Вып. II. М., «Недра», 1966, с. 230—237.

Таусон Л. В., Зорин Ю. А., Зорина Л. Д., Менакер Г. И., Санин Б. П. О неко-

торых закономерностях размещения месторождений Кличкинского рудного района (Восточное Забайкалье).— «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 4, с. 929—932.

Темников Ю. И., Зорин Ю. А., Тунин Б. М. Некоторые данные о морфологии, эрозионном срезе и глубине образования редкометальных апогранитов.— «Зап. Забайкальск. отд. Геогр. об-ва СССР», Чита, 1964, вып. XXIII, с. 62—71.

Тетяев М. М. Геологическая съемка в Карымско-Агинском районе.— «Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири», 1930, № 1, с. 36—37.

Тяпкин К. Ф. Интерпретация гравитационных аномалий, обусловленных конечными по простиранию геологическими объектами. М., Госгеолтехиздат, 1961. 61 с.

Ушаков С. А., Красс М. С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., «Недра», 1972. 155 с.

Файф У. Несколько мыслей о гранитных магмах.— В кн.: Механизм интрузий магмы. М., «Мир», 1972, с. 173—187.

Флоренсов Н. А. К геологии верхней части бассейна р. Арги. Свердловск, изд. ОНТИ, 1937. 45 с.

Церендорж М., Корчагин У., Капсамун В. Их-Хайрханский рудный узел и месторождение Хар-Чулу.— В кн.: Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. М., изд. СЭВ, 1966, с. 54—65.

Чабан Н. Н., Гунбин В. Д. К вопросу о тектоническом строении юго-западной части Агинского поля.— «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», Чита, 1966, вып. 1 (3), с. 63—64.

Шарапов В. Н., Голубев В. С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск, «Наука», 1976. 238 с.

Шейнманн Ю. М. Некоторые черты тектоники юго-востока Сибири.— «Проблемы советской геологии», 1933, т. I, № 2, с. 125—144.

Юнаковская Ю. В., Дистанова Н. Н. Об изучении гранитных интрузий методами геофизики (на примере Центрального Казахстана).— В кн.: Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 118—123.

Яворский Б. М., Детлаф А. А. Справочник по физике для инженеров и студентов вузов. М., «Наука», 1964, с. 318—321.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Методика геофизических исследований	5
Глава 2. Гранитные плутоны Агинско-Ульдзинского района	14
Глава 3. Гранитные плутоны Их-Хайрханского района	29
Глава 4. Хан-Богдинский плутон	43
Глава 5. Общие особенности формы плутонов, их размеры и механизм интрузии гранитной магмы	46
Заключение	56
Литература	58

Евгений Хрисанфович Турутанов,
Юлий Александрович Зорин

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ГРАНИТНЫХ ПЛУТОНОВ
МОНГОЛИИ И ЗАБАЙКАЛЬЯ**

Ответственный редактор *Феликс Артемьевич Летников*

Редактор издательства *Я. М. Мочалов*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Е. Ф. Новиков*
Технический редактор *А. В. Семкова*
Корректор *Н. Г. Долгоновская*

ИБ № 9879

Сдано в набор 30 марта 1977 г. Подписано в печать 24 марта 1978 г. МН 02031. Формат 70×108^{1/16}.
Бумага типографская № 2. 4 печ. л., 5,6 усл. печ. л., 5,3 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз.
Заказ № 489. Цена 80 коп.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

- Генетическая и экспериментальная минералогия**
Ушаков Г. Д. Аппаратура и методы изучения деформации горных пород
- Докембрий континентов.** Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии
- Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области**
- Летников Ф. А., Медведев В. Я., Иванова Л. А.** Взаимодействие гранитного расплава с карбонатами и силикатами
- Ушакова А. И.** Атлас структур и ультраструктур карбонатных пород Сибири
- Петрология и условия формирования трапповых силлов**
Кашик С. А., Карпов И. К. Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания
- Страхов Л. Г.** Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресам: 630090, Новосибирск, 76, Красный проспект, 51, магазин «Академкнига»; Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

ВНИМАНИЮ ЗАКАЗЧИКОВ

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117464 Москва В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга—почтой» Центральной конторы «Академкнига», 197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга—почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига»:

Адреса магазинов «Академкнига»:

- 480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97;
- 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;
- 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24;
- 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95;
- 375009 Ереван, ул. Туманяна, 31;
- 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 303;
- 252030 Киев, ул. Ленина, 42;
- 277012 Кишинев, ул. Пушкина, 31;
- 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2;
- 192104 Ленинград Д-120, Литейный проспект, 57;
- 191164 Ленинград, Менделеевская линия, 1;
- 199004 Ленинград, 9, линия, 16;
- 103009 Москва, ул. Горького, 8;
- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
- 630076 Новосибирск, Красный проспект, 51;
- 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22;
- 620015 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137;
- 700029 Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73;
- 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
- 450075 Уфа, проспект Октября, 129;
- 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42;
- 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.

Цена 80 коп.

2585



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ