

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПОРФИРОВИДНЫХ ГРАНИТОВ В ЮГО-ВОСТОЧНОМ АЛТАЕ

Н. С. КОРЖНЕВ

Введение

Вопрос о наличии верхнепалеозойской интрузии гранитов в юго-восточной части Горного Алтая до сих пор остается далеко не решенным. Возраст интрузивных массивов порфировидных гранитов здесь решался всегда лишь по аналогии с подобными же гранитами Рудного Алтая и Калбы, как верхнепалеозойский (варисский) [4; 5; 7].

Летом 1947 г. автором статьи производились геолого-съемочные работы в районе хребта Чихачева. В результате проведенных работ удалось получить новые факты, позволяющие с большей уверенностью говорить о варисском возрасте интрузий порфировидных биотитовых гранитов, распространенных в юго-восточной части Горного Алтая.

Краткие черты стратиграфии района

На площади изученного района зафиксированы формации нижнего, среднего и верхнего палеозоя, а также четвертичные отложения. Стратиграфическая последовательность формаций может быть представлена в следующем виде (снизу вверх):

- а) курайская формация—зеленые и редко фиолетовые сланцы и песчаники, известняки, инъекционные гнейсы и метаморфические сланцы;
- б) юстыдская формация— D_2^2 —черные глинистые сланцы с флорой, песчано-сланцевые породы, песчаники и темносерые известняки с фауной;
- в) богутинская формация— C_1 —темносерые и серые углистые и глинистые сланцы, песчано-сланцевые породы и тонкозернистые песчаники;
- г) четвертичные отложения— Q —аллювиальные и ледниковые отложения.

Курайская формация

Описываемый комплекс пород по внешнему виду и литологии аналогичен курайской формации, выделенной Кузнецовым В. А. в Курайском хребте [1], которой он приписал нижнесилурийский возраст. Некоторую аналогию можно провести с метаморфической толщей пород Южно-Чуйских Альп.

Формация является непосредственным продолжением на восток метаморфизованных песчано-сланцевых и туфогеновых пород нижнего силура, описанных Смирновой Н. Н. (1932 г.) под названием зелено-фиолетовой формации. Для описываемых отложений мы сохраняем название курайская формация.

Курайская формация занимает северную часть района и представлена зелеными, реже фиолетовыми глинистыми сланцами и песчаниками, серы-

ми конгломеративными песчанками, мраморизованными светлосерыми и серыми известняками, туфогеновыми породами, хлоритовыми, хлорито-серпентинитовыми и эпидотовыми сланцами, инъекционными гнейсами.

Основное поле распространения формации занято инъекционными гнейсами и метаморфическими сланцами, а прочие породы слагают узкую полосу, расположенную вдоль ее южной границы.

В области распространения зеленых сланцев и песчаников она имеет северо-восточное, близкое к широтному, простирание и моноклиналиное крутое падение на северо-запад. С юга эта моноклинали обрывается тектоническим нарушением типа сброса и приведена в соприкосновение с отложениями девона. В области распространения инъекционных гнейсов установить первичную структуру формации невозможно.

Формация не содержит ископаемых органических остатков, поэтому лишь по аналогии с соседними районами ее можно считать нижнесилурийской.

Юстыдская формация

Девонские отложения Юго-Восточного Алтая неоднократно подвергались изучению при геологических исследованиях прежних лет и специально Краснопеевой П. С. На основании анализа богато представленной фауны Краснопеевой П. С. удалось выделить в девоне несколько свит, в частности бугузунскую, распространенную в устье р. Бугузун (ущелье Кызыл-Шин), и юстыдскую, встречающуюся в р-не р. Юстыд. Каждая из них была расчленена на два отдела. Фауна нижних отделов бугузунской и юстыдской свит характерна для живетского яруса среднего девона, а верхних отделов — для франского яруса верхнего девона [3]. Мы склонны каждому отделу юстыдской свиты Краснопеевой П. С. придать значение самостоятельных формаций. В юстыдскую формацию мы включаем лишь отложения живетского яруса, а отложениям франского яруса среднего девона рекомендуем придать другое название.

Формация занимает большую часть исследованного района. Она сложена, в основном, зеленовато-серыми и черными глинистыми сланцами с флорой, темносерыми слоистыми песчано-сланцевыми породами, реже серыми мелкозернистыми песчаниками и редкими, маломощными прослоями темносерых известняков и известковистых сланцев, содержащих нередко обильную фауну.

Эти отложения разбиты дизъюнктивными нарушениями типа ступенчатых сбросов почти широтного простирания на три ориентированных блока, отличающихся по своей внутренней пликтивной структуре. Первые два блока представляют узкие полосы шириной от 2 до 4 км, вытянутые в широтном направлении и расположенные в северной части распространения девона. Они характеризуются напряженной складчатостью северо-восточного и северо-западного простирания с углами падения 50—70°. Третий блок занимает всю остальную площадь распространения формации к югу от двух первых. Хотя на площади этого блока имеется еще ряд тектонических зон нарушения, но они не ограничивают самостоятельных блоков, а лишь усложняют структурную форму третьего блока. Породы здесь образуют сложноскладчатую структурную форму почти меридионального простирания, состоящую из большого количества брахиантиклиналей и синклиналей.

Из целого ряда пунктов нами была собрана коллекция флоры и фауны. Фауна определена сотрудниками палеонтологического кабинета ЗСГУ Краевской Л. Н., Ломовицкой М. П., Жмаевым А. П. Ими установлены следующие формы: *Spirifer mucronatus* Conr., *Spirifer* cf. *mucronatus* Conr., *Spirifer martianoffi* Stuck., *Spirifer* cf. *martianoffi* Stuck., *Spirifer*

(*Cyrtospirifer*) ex gr. *verneuili* Murch., *Spirifer* (*Delthyris*) sp., *Atrypa reticularis* Linn., *Atrypidae*, *Athyris concentrica* Buch., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Strophomenidae* indet., *Schiophzoria* sp., *Schuchertella* indet., *Brachiopoda* indet., *Dalmanites* sp., *Kodonophyllum* sp., *Favosites* ex gr. *sibirica* Peetz., *Crinoidea*.

На основе этих определений они устанавливают возраст отложений, как самые верхние горизонты живетского яруса среднего девона, и приводят сопоставление их с нижним отделом юстыдской свиты Краснопеевой П. С. [3]. В самом южном пункте исследованной площади найдена верхнедевонская форма *Spirifer* ex gr. *verneuili* Murch (D_3^1). Таким образом, имеются основания полагать, что в южной части района появляются и далее на юг развиты франские отложения—верхний отдел юстыдской свиты Краснопеевой П. С. Обнажение с вышеприведенным верхнедевонским спирифером является единственным на нашем планшете, и поэтому описание его не приводится. По нашему мнению, эти отложения, как было упомянуто выше, следовало бы выделить в самостоятельную формацию с другим названием.

Растительные остатки *Asteroxylon* sp., *Asteroxylon elberfeldense* Kräus et Weyl., *Psilophyton princeps* Daw s., *Rhynia* sp. характеризуют возрастной диапазон D_1^2 — D_2^2 . Таким образом, показания флоры и фауны не противоречат друг другу, и мы можем принять для юстыдской формации возраст D_2^2 .

Богутинская формация

Богутинская формация выделена и описывается впервые автором. Причиной выделения нижеописываемой толщи в самостоятельную формацию послужило наличие значительного перерыва между юстыдской и богутинской формациями и своеобразный литологический состав и характер плинквативных структур описываемой толщи.

Богутинская формация занимает небольшую площадь в вершинах рек Юстыда и Богуты. Литологически она представлена серыми тонкозернистыми плотными песчаниками, слоистыми и неслоистыми кремневидными плотными темносерыми сланцами, звенящими от удара молотком, глинистыми и углистыми сланцами и песчано-сланцевыми породами.

Микроскоп показал, что песчаники имеют мелкозернистую псаммитовую структуру и состоят, в основном, из угловатых неокатанных зерен кварца, полевого шпата и пластинок слюды размером от 0,1 до 0,25 мм. Цемент их карбонатно-глинистый и составляет около 30% от общего состава породы.

Песчано-глинистые породы и глинистые сланцы микроскопически представляют пелитоморфную глинистую массу, иногда с присутствием карбоната. В сланцах в количестве до 30—35%, а в песчано-сланцевых породах в большем количестве отмечаются угловатые зерна кварца и полевого шпата размером 0,01—0,05 мм. Кроме того фиксируются мелкие и более крупные зерна углистого вещества (до 3%).

Углистые сланцы состоят почти на 50% из углистого вещества и на 50% из карбоната и глинистого материала, причем углистое вещество расположено параллельными полосками.

Этот комплекс осадков образует сложную синклинальную складчатую структуру, осложненную складками второго порядка. Падение крыльев складок колеблется от 15 до 60°. В общем же богутинская формация залегает более спокойно, чем подстилающая ее юстыдская формация. В обнажениях одного из ключей (кл. Кок—правый приток р. Богуты) ясно видно, как она с угловым несогласием полого залегает на круто поставленных сланцах юстыдской формации (рис. 1).

Кое-где в контакте с девоном формация смята, что, очевидно, можно объяснить местными подвижками на контакте разнородных и разновозрастных комплексов осадков.

Из двух точек площади распространения описываемой формации нами собрана флора, представляющая отпечатки крупных ствольных частей папоротников типа *Cardiopteris*.

По нашему мнению, возраст богутинской формации, несомненно, будет нижнекарбоновым из следующих соображений: 1) формация залегает

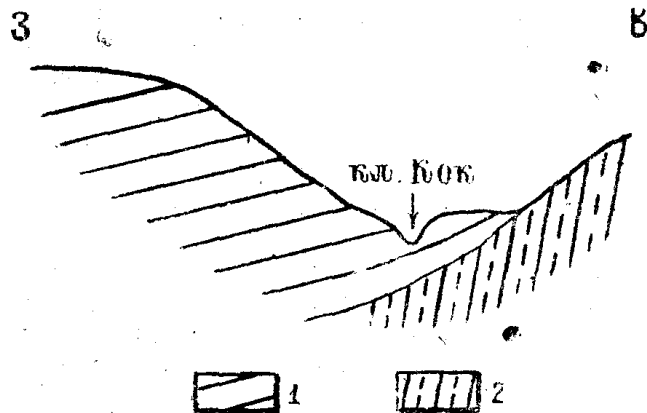


Рис. 1. Схематический разрез через долину кл. Кок

1—богутинская формация— C_1 ; 2—юстydская формация— D_2^3

с угловым несогласием на юстydской формации, возраст которой укладывается в пределы D_2^3 , причем несомненно отложению богутинской формации предшествовал длительный перерыв; 2) формация обнаруживает значительное сходство с нижнекарбоновой бухтарминской формацией Рудного Алтая [5]; 3) несомненным подтверждением нашего мнения может служить тот факт, что к западу от района исследований в устье р. Бугузуна распространены красноцветный верхний девон [3]. Эти об-

разования согласно залегают на юстydской формации и являются более древними, чем богутинская формация.

Фиксированная мощность отложений богутинской формации равна около 1500 м.

Четвертичные отложения

Четвертичные отложения представлены аллювиальными и ледниковыми отложениями. Первые приурочены к долинам рек и слагают русло и террасы, а вторые фиксируются как в долинах рек, так и на водоразделах. В долинах рек они слагают валы бывших боковых и конечных морен, а на водоразделах иногда занимают значительные площади, образуя своеобразный моренный ландшафт, окаймляющий подножье осевой части хребта Чихачева.

Изверженные породы района и их возраст

Преобладающим развитием в районе пользуются порфировидные граниты, образующие крупные тела; слабо развиты габбро-диориты и дайковые породы.

Габбро-диориты

Габбро-диориты встречены нами лишь в нескольких обнажениях. Это породы темносерого цвета мелкозернистой структуры. Микроскопические исследования показали, что они состоят из плагиоклаза на 60—70% и темноцветных минералов на 30—35%. Плагиоклаз представлен в одних случаях андезином, в других—лабрадором. Темноцветные минералы представлены бурой и грязнозеленой уралитовой роговой обманкой, причем

среди последней фиксируются незамещенные зерна моноклинного пироксена. По трещинкам отлагаются эпидот и цоизит. Структура породы гиалиноморфнозернистая или близкая к офитовой.

Габбро-диориты в непосредственном контакте с дайками прорывающих их гранитов претерпевают изменение, выражающееся в приобретении гранобластических структур и изменении минерального состава, обусловленного в значительной мере привнесом. В габбро-диоритах вблизи контакта появляются кварц, биотит, большое количество рудных минералов, а по самому контакту в виде жилок—хлорит.

В обнажениях ясно видно, как габбро-диориты пересекаются большим количеством жилородных тел различной мощности, представленных среднезернистыми лейкократовыми гранитами, являющимися ответвлениями Буйлюгемского гранитного массива. Кроме того, ближе к контакту, в гранитах фиксируются ксенолиты габбро-диоритов. Габбро-диориты слагают мелкие тела не более 3 км², неправильной формы, расположенные на одной линии северо-восточного простирания.

Возраст их более древний, чем возраст порфировидных гранитов, поскольку они прорываются и метаморфизуются последними. Нижняя возрастная граница габбро-диоритов определяется тем, что они прорывают курайскую формацию. Поэтому возраст габбро-диоритов, по аналогии с диоритами Курайского хребта [1], которые также прорывают курайскую формацию, мы считаем каледонским.

Порфировидные граниты

Порфировидные граниты играют существенную роль в геологическом строении района, занимая значительные площади. Они образуют четыре самостоятельных, пространственно разъединенных массива, которые мы называем Юстыдским, Карагай-Бургазинским, Буйлюгемским и Ак-Кульским. Гранитные массивы нами недостаточно полно изучены и оконтурены, а поэтому форма и размеры их окончательно не выяснены.

Большинство массивов расположено в осевой части хребта Чихачева и прекрасно обнажено.

Граниты всех массивов обладают значительным внешним сходством, а также, как показали оптические исследования, и одинаковым минералогическим составом и структурой. В свежем изломе они имеют светло-серый и иногда желтоватый цвет и крупнозернистое порфировидное строение. Микроскоп показал, что они имеют порфировидную структуру и состоят из идиоморфных таблитчатых зерен альбит-олигоклаза, крупных зерен микроклина и микроклин-пертит, ксеноморфных зерен кварца. Из темноватых минералов присутствует биотит, иногда нацело замещенный хлоритом. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом. Процентные содержания главных породообразующих минералов для всех гранитов примерно выражаются следующими цифрами: плагиоклаз—от 5 до 35%, микроклин и микроклин-пертит — 35—65%, кварц—20—40%, биотит—1—10%. Наиболее часто граниты содержат 5—10% плагиоклаза. Следовательно, все массивы сложены сравнительно однородными микроклиновыми гранитами.

У некоторых гранитных массивов в периферических частях отмечаются лейкократовые аплитовидные граниты мелкозернистой структуры и гранит-порфиры.

Внутри тектонических зон и около них граниты претерпевают различной степени катаклаз вплоть до образования милонитов. Милониты микроскопически представляют тектоническое месиво, где более крупные обломки плавают в дробленной мелочи, причем обломки кварца в условиях тектонической зоны сростаются друг с другом, образуя паркетовидные

структуры и как бы цементируют обломки полевых шпатов. Чрезвычайно характерно для милонитов растягивание—развальцовка составляющих их обломков, благодаря чему получается впечатление структуры течения. В катаклазированных гранитах еще можно усмотреть первичную структуру, так как степень раздробления меньшая, а развальцовка отсутствует. По трещинкам в катаклазированных гранитах, а в милонитах в основной массе раздробления, имеются эпидот и серицит, которые являются продуктами гидротермальных процессов.

Так как форма и размеры тел гранитов полностью не выяснены, мы можем дать о них лишь общее представление. Большинство массивов являются дискордантными, но в некоторых случаях (Карагай-Бургазинский массив) они вытянуты согласно общему направлению пликативной структуры основного поля девонских пород. Форму их можно представить в виде крупных штоков неправильных очертаний в плане. Контакты гранитных тел, фиксированные в обнажениях, имеют извилистое крутое падение в сторону интрузии или в сторону вмещающих пород с жилообразными отпрысками пологого или крутого падения.

Порфировидные граниты прорывают и метаморфизуют все толщи района от нижнего силура вплоть до нижнего карбона, причем характер изменения нижнесилурийской формации, по нашему мнению, значительно отличается от характера изменения осадочных комплексов девона.

Непосредственным изменением нижнесилурийских пород вблизи контактов с интрузивными телами гранитов является образование амфиболитов и кварцево-полевошпатово-биотитовых роговиков. Обычное изменение вмещающих пород—это образование инъекционных гнейсов, которые возникли в результате интенсивной инъекции со стороны интрузии порфировидных гранитов.

Изменение девонских и нижнекарбоновых толщ выражается в образовании пояса роговиков и ороговикованных пород шириной 1,5—2 км. Девонские толщи прорваны и метаморфизованы Карагай-Бургазинским гранитным массивом, а нижнекарбоновые—Юстыдским.

Последний факт заслуживает особого внимания и наблюдался нами в вершинах рек Юстыда. Здесь порфировидные граниты прорывают и метаморфизуют собранные в брахискладки песчано-сланцевые

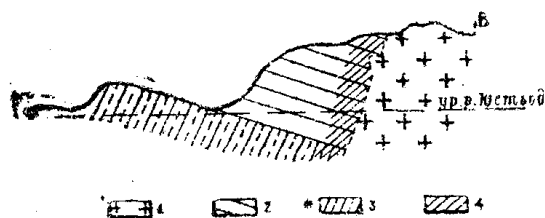


Рис. 2. Схематический разрез по левой вершине р. Юстыд.

- 1—порфировидные граниты; 2—богутинская формация; 3—юстыдская формация; 4—роговики

отложения нижнекарбонового возраста—богутинскую формацию. Взаимоотношение богутинской формации с порфировидными гранитами можно хорошо иллюстрировать схематическим разрезом вдоль левой вершины р. Юстыда (рис. 2).

Таким образом, предположение о варисском возрасте интрузии порфировидных микроклиновых гранитов в Юго-Восточном Горном Алтае подтверждается новыми, более убедительными фактами.

Дайковые породы

Дайковые породы развиты, в основном, в эндо- и экзоконтакте интрузивных тел гранитов.

В эндо- и экзоконтакте интрузии гранитов отмечаются аплитовидные гранит-порфиры, микрограниты, аплиты и пегматиты, афанитовые диоритовые порфиры. Вдали от них, в поле распространения де-

вона вблизи зоны раздробления, были отмечены маломощные дайки кварцевых порфиров, кое-где окрашенных медной зеленью.

Не вдаваясь в петрографическую характеристику этих пород, мы отметим, что широким распространением, и то приуроченным к площади, заключенной между Ак-Кульским и Буйлюгемским массивами, пользуются аплиты и пегматиты, причем последние имеют четковидные формы залегания. Микрограниты, аплитовидные гранит-порфиры пользуются меньшим распространением, а афанитовые диоритовые порфириты слабо распространены.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов В. А.—Ртутные м-ния Горного Алтая, „М-ния редких и малых металлов СССР“, изд. АН СССР, 1939.
2. Кузнецов В. А.—Новые данные по геологии и металлогении Алтая, Вестник ЗСГРТ № 1—2, 1941.
3. Краснопеева П. С.—Мшанки среднего и верхнего девона Алтая, Материалы по геологии ЗСК № 20, 1935.
4. Нехорошев В. П.—Основные черты геологии Горного Алтая, „Ойротия“, Горный Алтай, Тр. сессии СОПС по изучению производ. сил Ойротской Авт. обл., изд. АН СССР, 1937.
5. Нехорошев В. П.—Пояснительная записка к геологической карте бассейна верхнего плеса Иртыша (Большой Алтай) в м-бе 1:500.000, ОНТИ, НКТП СССР, ЦНИГРИ, 1936.
6. Обручев В. А.—Алтайские этюды, т. 2, О тектонике русского Алтая. „Землеведение“, т. 3, 1915.
7. Семенов А. И.—Новые данные о редкометальном оруденении в Зыряновском районе на Алтае, Сов. геология № 6, 1945.