

**В. М. КЛЯРОВСКИЙ**

**ГЕОХРОНОЛОГИЯ  
ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ  
ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
ОБРАМЛЕНИЯ  
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» - СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р  
С И Б И Р С К О Е О Т Д Е Л Е Н И Е  
И Н С Т И Т У Т Г Е О Л О Г И И И Г Е О Ф И З И К И

В. М. КЛЯРОВСКИЙ

ГЕОХРОНОЛОГИЯ  
ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ  
ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
ОБРАМЛЕНИЯ  
СИБИРСКОЙ  
ПЛАТФОРМЫ

Ответственные редакторы

д-р геол.-мин. наук *Г. Л. Поспелов*  
и канд. геол.-мин. наук *Г. А. Чернов*

Издательство «Наука» · Сибирское отделение  
Новосибирск · 1972

Накопившийся к настоящему времени материал по определению абсолютного возраста разновозрастных пород, слагающих горные области юго-западной части обрамления Сибирской платформы (Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Тувы, Западного Саяна, Кузнецкого Алатау, Салаира и Горного Алтая), разбросан по многочисленным литературным источникам. Данные обсуждались в разное время по мере их получения. В настоящей работе дана сводка геохронологических данных и проведено их обсуждение с целью уточнения возраста главных этапов исторического развития этой обширной территории в докембрии.

Анализ радиологических данных и сопоставление геохронологических разрезов позволяют наметить в истории докембрия рассматриваемой территории пять крупных тектоно-седиментационных циклов: древнее 2900 млн. лет, 2900—2300, 2300—1600, 1600—1000 и 1000—600 млн. лет. Верхняя граница докембрия по материалам Енисейского кряжа, Восточного Саяна и других регионов обрамления Сибирской платформы датируется возрастом 610—620 млн. лет. Возраст главных этапов метаморфизма и наиболее распространенных интрузивных комплексов указывает, что этапы наибольшей тектономагматической активности в докембрии Сибири синхронны родезийской (2600—2500 млн. лет), беломорской (2000—1800 млн. лет) и гренвилльской (1200—800 млн. лет) орогенным эпохам.

Материалы по возрасту палеозойских гранитоидных комплексов подтверждают бициклический тип развития Алтае-Саянской геосинклинальной области. Гранитоиды салаиро-каледонского тектоно-магматического цикла формировались в интервале 560—380 млн. лет, герцинского — 360—270 млн. лет.

Сопоставление темпов развития магматизма в докембрии и палеозое выявляет общую тенденцию увеличения тектонической активности со временем.

Радиологическими исследованиями установлено неоднократное омоложение докембрийских толщ рассматриваемой территории. Анализ возрастных материалов позволил наметить ряд этапов регионального омоложения — 2500, 1900, 1500, 1000—800, 600, 500, 360, 270, 170 млн. лет назад. Устанавливается тесная связь процессов регионального омоложения древних пород длительно развивавшихся подвижных областей с магматизмом активных частей геосинклиналей и процессам активизации консолидированных структур, главным образом, вдоль глубинных разломов. В одной из глав рассмотрен вопрос о возрасте основных эпох докембрийского осадочного железонакопления и некоторых палеозойских магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области.

## ВВЕДЕНИЕ

В последние десять-пятнадцать лет в связи с успешной разработкой методик аналитических исследований и аппаратуры в практику геологических исследований внедрялись методы абсолютной геохронологии. Большая заслуга в этом принадлежит советским ученым, проведшим глубокие теоретические и детальные экспериментальные исследования как в области разработки самих методов исследования, так и в направлении геологической интерпретации получаемых данных. Работы В. И. Вернадского, В. Г. Хлопина, К. А. Ненадкевича, А. П. Виноградова, И. Е. Старика, Э. К. Герлинга, Н. И. Полевой, А. И. Тугаринова, Л. В. Комлева, Г. Д. Афанасьева, М. А. Гаррис, М. М. Рубинштейна, Л. Н. Овчинникова, Н. П. Семеново и многих других исследователей способствовали тому, что советская геохронология занимает одно из ведущих мест в мировой науке.

К настоящему времени накопился огромный материал по абсолютному возрасту геологических образований различных территорий. Много данных имеется по возрастным исследованиям различных регионов Сибири, в частности по породам, слагающим горные сооружения, обрамляющие на западе и юге Сибирскую платформу. Однако весь этот материал, включающий долю и наших исследований, разбросан по многочисленным источникам. Обсуждение его проводилось в разное время, по частям, по мере получения цифровых данных. Во многих случаях использовались разрозненные цифры без должного их анализа в свете общей совокупности имеющихся геохронологических данных. Все это побудило нас обобщить данные по абсолютному возрасту осадочных, метаморфических и интрузивных пород, слагающих Енисейский кряж, Восточный Саян и различные регионы Алтае-Саянской области.

Главное внимание в работе обращено на анализ геохронологических материалов по докембрийским образованиям рассматриваемых регионов, для расчленения и корреляции которых радиологические данные на современном этапе геологических исследований приобретают первостепенное значение.

По фанерозою радиологическими исследованиями охвачены преимущественно породы палеозойских интрузивных комплексов. Анализ этих геохронологических данных проводится, в частности, с целью выявления связи с ними процессов омоложения докембрийских пород.

Работа по существу состоит из двух частей. В первой, основной, дается обзор и анализируются геохронологические данные по регионам. Во второй части рассматриваются вопросы корреляции докембрийских толщ, выясняются главные причины омоложения докембрийских образований, участвующих в строении горных регионов, и высказываются соображения о возрасте некоторых типов осадочного и эндогенного оруденения.

В сводке, помимо наших данных, использованы опубликованные результаты определений абсолютного возраста калий-аргоновым, рубидий-стронциевым, уран-торий-свинцовым и свинцово-свинцовым методами, полученные в лабораториях ВСЕГЕИ, ИГиЛ АН СССР, ГЕОХИ, ИГЕМ АН СССР, МГУ, ЗСГУ и ТПИ.

Для определения абсолютного возраста горных пород и минералов мы пользовались калий-аргоновым методом. Как известно, определение возраста этим методом состоит принципиально из двух операций: определение содержания калия и определение количества аргона 40, накопившегося в минерале в результате радиоактивного распада калия 40 за время его существования. Для определения содержания калия в настоящее время разработан ряд методик и приборов, обеспечивающих достаточную быстроту и надежность анализов. Мы определяли содержание калия методом фотометрии пламени (Ворсин, Гусев, 1965), используя для этого стандартный пламенный фотометр. Специальные сравнительные анализы различных проб на содержание калия, осуществленные как в нашей химической лаборатории, так и при межлабораторном контроле, позволяют говорить, что определения, выполненные нами, обладают достаточной повторимостью и точностью.

Для определения количества радиогенного аргона 40 вначале использовался объемный метод. анализы велись на установке, собранной нами по схеме Э. К. Герлинга (1961) и Дагестанского филиала АН СССР (Амирханов, Брандт, 1956). Изотопный состав выделенного из породы или минерала аргона анализировался на масс-спектрометре МИ 1301. При расчете возраста использовались принятые большинством лабораторий Союза константы распада калия 40:

$$\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}, \quad \lambda_{\alpha} = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$$

при

$$\frac{K^{40}}{K^{36} + K^{41}} = 0,0122 \text{ вес. \%}.$$

Начиная с 1964 г. определения количества радиогенного аргона проводились нами на оригинальной установке, созданной на базе двойного радиочастотного масс-спектрометра конструкции Е. Ф. Доильнищина (1958), дополненного приставкой, обеспечивающей выделение и очистку радиогенного аргона\*. Общий вид работающего лабораторного макета этого прибора показан на рис. 1, а его схема без электронно-измерительных блоков — на рис. 2.

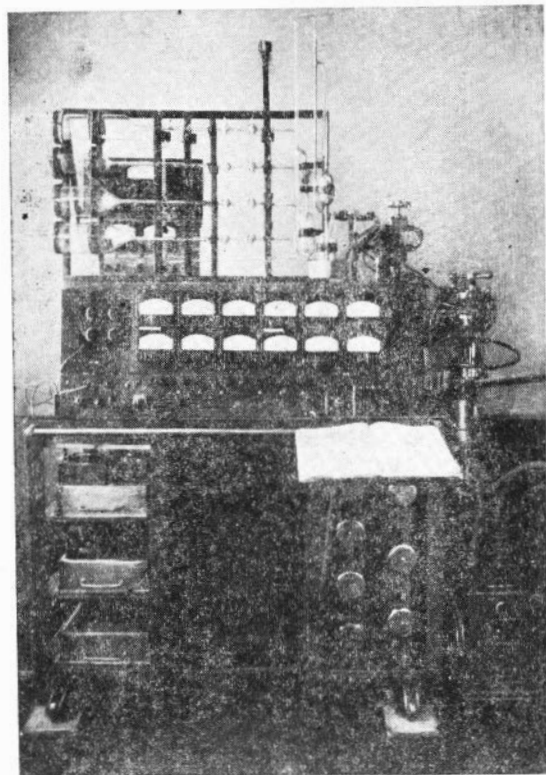


Рис. 1. Общий вид действующего лабораторного макета прибора.

При анализе навеска исследуемого материала помещалась в стальной тигель и расплавлялась методом внутреннего обогрева с помощью вольфрамовой спирали, которая находилась в том же тигле. Размер навески менялся от 1 до 20 г в зависимости от предполагаемого геологического возраста. Очистка аргона от посторонних газов, выделяющихся в процессе плавки минерала или породы, осуществлялась с помощью окиси меди, ловушки с жидким азотом и печи с металлическим кальцием.

Количество радиогенного аргона определялось методом изотопного разбавления, позволяющего снизить требования к тщательности очистки аргона в системе от посторонних газов и ускорения самого определения. Искомое количество радиогенного аргона устанавливалось из зависимости, связывающей его величину с количеством введенного эталона (внутреннего стандарта). В качестве такого эталона применялся аргон воздушного изотопного состава. Количество радиогенного аргона 40 при этом определялось из уравнения

Количество радиогенного аргона определялось методом изотопного разбавления, позволяющего снизить требования к тщательности очистки аргона в системе от посторонних газов и ускорения самого определения. Искомое количество радиогенного аргона устанавливалось из зависимости, связывающей его величину с количеством введенного эталона (внутреннего стандарта). В качестве такого эталона применялся аргон воздушного изотопного состава. Количество радиогенного аргона 40 при этом определялось из уравнения

$$X = \frac{\mathcal{E} (1 - k_3) (1 - k_2) \cdot 273}{(k_3 - k_2) (1 + k_1) \cdot (273 + t)},$$

где  $\mathcal{E}$  — количество введенного эталонного газа в Н, мм<sup>3</sup>;  $k_1, k_2, k_3$  — значения изотопных соотношений аргона 36 к аргону 40 соответственно: в эталонном аргоне воздушного происхождения, в газе после плавки и очистки, в смеси выделенного аргона и эталонного аргона.

Расчет возраста производился обычным образом. Специально поставленные эксперименты показали, что прибор даст достаточно надежную повторяемость результатов.

\* Оригинальность прибора подтверждена Государственным Комитетом по делам открытий и изобретений, выдавшим на него авторское свидетельство № 175734 от 16/VIII 1965 г. Краткое описание этого прибора приведено в работе Ю. Н. Антонова, Е. Ф. Доильнищина и В. М. Кляровского (1965).

Полученный разброс количества радиогенного аргона на грамм пробы не превышает  $\pm 3\%$  от среднего. Надежность прибора в работе также подтверждается результатами исследования эталонных проб Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при Отделении наук о Земле АН СССР. Средний возраст контрольного биотита, полученный по данным шести лабораторий (РИАН — 1805, 1800 млн. лет, ЛАГЕД — 1800, ИГиГ СО АН СССР — 1797, ИГ УФАИ — 1840, ВСЕГЕИ — 1810, ГИ УССР — 1830), равен  $1811 \pm 29$  млн. лет. При измерении радиогенного аргона на нашем приборе возраст определен в 1791 млн. лет. Хороший результат получен и для контрольного мусковита. При среднем возрасте его по данным девяти лабораторий, равном 311 млн. лет, и разбросе значений от 275 до 355 млн. лет нами методом изотопного разбавления определен возраст 293 млн. лет, а объемным методом — 308 млн. лет.

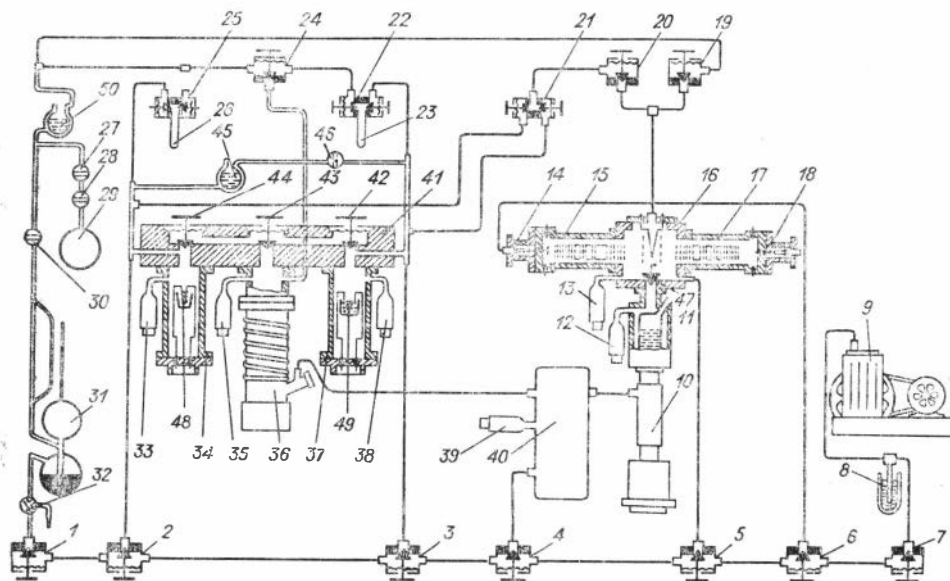


Рис. 2. Принципиальная схема прибора.

1—7 — вентили форвакуумные для откачки линии маклеода, реактора 34, кальцевой печи 37, буферного баллона 40, анализатора радиочастотного масс-спектрометра 16, первых электрометрических каскадов УПТ-14. 18 соответственно, 8 — ловушка с жидким азотом, 9 — форвакуумный насос, 10 — диффузионный насос РМС, 11 — ловушка с жидким азотом, 12—13 — датчики ЛМ-2, 14, 18 — первые электрометрические каскады усилителей постоянного тока, 15, 17 — анализаторы, 16 — ионный источник, 19 — вентиль напуска эталонного аргона в анализатор, 20 — вентиль напуска исследуемого газа, 21 — двойной вентиль двух каналов напуска газа для измерения, 22, 25 — дозирующие вентили, 23, 26 — ампулы для дозировки эталона, 24 — высоковакуумный вентиль, 27, 28 — дозирующие краны, 29 — балон с эталонным аргоном, 30 — вентиль, 31 — манометр Мак-Леода, 32 — трехходовый вентиль, 33, 35, 38, 39 — датчики давления ЛП-2, 34 — корпус реактора, 36 — диффузионный насос, 37 — корпус кальцевой печи, 40 — буферный баллон, 41 — плата для сборки реактора кальцевой печи и диффузионного насоса, 42—44 — вентили, 45, 50 — ловушки, 46 — кран, 47 — высоковакуумный вентиль, 48 — тигель для плавки образца с вольфрамовой спиралью, 49 — кальцевая печь.

Средний возраст контрольной слюды (проба 1964 г.) по данным 19 лабораторий определен в 348 млн. лет при разбросе цифр от 289 до 429 млн. лет, а нами получена цифра в 331 млн. лет.

Таким образом, очевидно, что созданный прибор по воспроизводимости и чувствительности отвечает требованиям, предъявляемым к проведению работ по выделению, очистке и измерению радиогенного аргона в горных породах и минералах любого возраста. Новый прибор отличается от обычных установок компактностью, простотой устройства, надежностью в работе и высокой производительностью и, на наш взгляд, должен найти широкое применение в лабораторной практике научных и производственных учреждений.

В настоящее время в подавляющем большинстве случаев обсуждение результатов определения абсолютного возраста, полученных любым из известных методов, сводится к рассмотрению соответствия или несоответствия цифровых значений геологическому возрасту. При этом нередко в круг обсуждения на равных правах включаются единичные измерения возраста по какому-либо из объектов и целые группы цифр, полученные по пробам, характеризующим одно геологическое тело или процесс.

Отклоняющиеся значения возраста от геологического представления в большинстве случаев рассматриваются как дефектные. Дефектность их связывается обычно ли-

бо с методическими ошибками анализа, либо с плохим качеством отобранного материала. Иногда это справедливо. Однако современная разработанность радиологических методов в физическом и химическом отношении обеспечивает надежность получения достоверных соотношений материнских и дочерних продуктов распада естественных радиоактивных элементов, входящих к моменту анализа в состав минералов и пород, а значит, и высокую достоверность цифровых значений возраста. В силу этого отклонения от действительного возраста в общем случае обусловлены либо экспериментальными ошибками, неизбежными при всяких измерениях, либо, что бывает чаще, теми процессами, которые привели к нарушениям радиогенного равновесия в минералах, к изменению минералов или в целом пород. Поскольку эти процессы в большинстве случаев охватывают то или иное геологическое тело неравномерно во всем его объеме и могут приводить к изменению содержания как материнских, так и дочерних продуктов распада, то и возрастные значения по отдельным пробам могут колебаться как в сторону «омоложения», так и в сторону «удревнения». Отсюда следует, что единичное измерение абсолютного возраста не является представительным и, как правило, не должно рассматриваться при обсуждении вопросов о возрасте того или иного геологического тела или геологического процесса.

Обсуждению должны, по возможности, подвергаться статистические совокупности значений возраста либо относящиеся к одному объекту, либо характеризующие единый геологический процесс. Только в этом случае полученные геохронологические материалы могут эффективно использоваться в практической и тем более теоретической геологии. По-видимому, и простой арифметический подход к обобщаемым радиологическим материалам, широко практикуемый в настоящее время, как правило, мало эффективен. Это касается применяющегося в ряде работ способа изображения результатов большого количества определений абсолютного возраста в виде ступенчатых гистограмм. Такое изображение не дает картины непрерывного количественного изменения напряженности исследуемого явления во времени и не позволяет оценить достоверность каждого пика на гистограмме.

Учитывая это, нами были проведены изыскания с целью разработки такой методики статистического обобщения геохронологических данных, которая учитывала бы их специфику. Такая методика была разработана Г. А. Черновым (1965).

В последнее время мы пришли к убеждению, что значительно удобнее пользоваться не равномерной возрастной шкалой, как предлагал Г. А. Чернов, а логарифмической. Построение такой гистограммы осуществляется одной передвижной палеткой, а не набором их, и это в совокупности с сокращением объема шкалы вполне окупает затруднения, связанные с построением логарифмической основы.

Построенные по этой методике гистограммы имеют вид непрерывной кривой, пики которой соответствуют времени проявления определенных геологических процессов. Высота пиков, при должном подходе к отбору цифр в статистическую совокупность, в какой-то мере является отражением мощности процесса, а ширина — таких интервалов времени, которые объективно могут служить основой для выделения этапов разновозрастных геологических процессов.

Обработка данных по абсолютному возрасту велась в региональном плане. В зависимости от наличия материала для каждого региона строилась одна или несколько гистограмм, являющихся графическим отображением определенных статистических совокупностей цифр абсолютного возраста. Каждая из таких совокупностей объединяла результаты определения возраста одним методом либо для пород определенного типа — изверженных, метаморфических, либо для пород определенного стратиграфического положения — архейских, протерозойских, палеозойских. При использовании данных, полученных калий-аргоновым методом, как правило, строились две совмещенные гистограммы. Одна из них выражала совокупность данных, полученных только по слюдам, другая — по всем минералам, включая и слюды.

В принципе следовало бы строить отдельные гистограммы для возрастных значений, полученных по амфиболом и пироксенам, поскольку при использовании этих минералов получают большие цифры, чем по слюдам. Иногда амфиболы и пироксены, как минералы менее чувствительные к воздействию метаморфических процессов, лучше сохраняют информацию о действительном возрасте пород. Однако, поскольку для рассматриваемых регионов имеются только единичные определения возраста по этим минералам, выделить их в самостоятельные статистические совокупности не представляется возможным.

При обработке возрастных данных, полученных уран-торий-свинцовым методом, строились резульативные гистограммы для возрастных значений, полученных по каждому из изотопных соотношений. Это позволило более правильно подойти к выяснению роли каждой цифры в оценке возраста как самого минерала, так и тех процессов, которые повлекли за собой потерю свинца или урана и тория в последующее за кристаллизацией минерала время.

В качестве основы для геохронологических разрезов нами приняты последние уточненные варианты геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении для фанерозоя (табл. 1) и предложения Комиссии по определению абсолютного возраста

Таблица I

Горные породы	А. Холмс 1937		А. Холмс 1947		Марбл 1951		Э. Краусс 1959		Дже. Капп 1959		А. Холмс 1959		АН СССР 1960		Кавказстан 1960		Дже. Капп 1960		Н. Полева 1961		М. Рибинштейн 1961		Г. Араньяс-ев и др. 1963		Г. Араньяс-ев и др. 1964		Юбилейный геологический кабинет А. Холмса 1964							
	13	12	12	26	28	12	12	25	25	25	11	11	10	11	10	11	10	10	23	25	29	25	12	26	26	26	26							
Палеоген-Неоген	32	38	38	48	58	60	60	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	35	40	36	37	37	37	37	37	37	37						
	68	68	68	68	68	68	68	68	68	68	68	68	68	68	68	68	68	68	55	60	60	60	60	60	60	60	60	60						
Мел	Cr <sub>108</sub>	Cr	Cr	Cr	Cr	Cr	Cr	Cr	Cr	Cr	Cr <sub>1</sub>	Cr <sub>2</sub>	Cr <sub>100</sub>	Cr <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub>	Cr	Cr <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub>						
	108	108	108	108	108	108	108	108	108	108	108	108	108	108	108	108	108	108	120	120	120	120	120	120	120	120	120	120	120					
Кирз	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J	J					
	145	145	145	145	145	145	145	145	145	145	145	145	145	145	145	145	145	145	135	135	135	135	135	135	135	135	135	135	135					
Триас	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T					
	193	193	193	193	193	193	193	193	193	193	193	193	193	193	193	193	193	193	170	170	170	170	170	170	170	170	170	170	170					
Пермь	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P				
	227	227	227	227	227	227	227	227	227	227	227	227	227	227	227	227	227	227	220	220	220	220	220	220	220	220	220	220	220	220				
Марбон	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C				
	275	275	275	275	275	275	275	275	275	275	275	275	275	275	275	275	275	275	270	270	270	270	270	270	270	270	270	270	270	270	270			
Девон	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	D			
	313	313	313	313	313	313	313	313	313	313	313	313	313	313	313	313	313	313	320	320	320	320	320	320	320	320	320	320	320	320	320	320		
Силур	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S			
	341	341	341	341	341	341	341	341	341	341	341	341	341	341	341	341	341	341	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350		
Ордовик	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O		
	392	392	392	392	392	392	392	392	392	392	392	392	392	392	392	392	392	392	380	380	380	380	380	380	380	380	380	380	380	380	380	380	380	
Кембрий	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm	Cm		
	470	470	470	470	470	470	470	470	470	470	470	470	470	470	470	470	470	470	430	430	430	430	430	430	430	430	430	430	430	430	430	430	430	
	490	490	490	490	490	490	490	490	490	490	490	490	490	490	490	490	490	490	510	510	510	510	510	510	510	510	510	510	510	510	510	510	510	510
	510	510	510	510	510	510	510	510	510	510	510	510	510	510	510	510	510	510	510	525	525	525	525	525	525	525	525	525	525	525	525	525	525	525
	540	540	540	540	540	540	540	540	540	540	540	540	540	540	540	540	540	540	560	560	560	560	560	560	560	560	560	560	560	560	560	560	560	560
	560	560	560	560	560	560	560	560	560	560	560	560	560	560	560	560	560	560	560	570	570	570	570	570	570	570	570	570	570	570	570	570	570	570
	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600
	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600	600



геологических формаций при Отделении наук о Земле АН СССР для такого рачления докембрия:

млн. лет

верхний протерозой . . . . .	570±20—1600±50
средний » . . . . .	1600±50—1900±100
нижний » . . . . .	1900±100—2600±100
архей . . . . .	2600±100 — до более 3500

Принимая этот вариант геохронологической шкалы докембрия, мы тем не менее считаем целесообразным на границе кембрия и протерозоя выделить вендский период длительностью около 100 млн. лет, как предлагали Б. М. Келлер и Б. С. Соколов (1962).

В экспериментальных методических разработках и полевых исследованиях по теме принимало участие большое число сотрудников Отдела общенститутских лабораторий Института геологии и геофизики. В полевых сборах каменного материала и в разработке ряда методических приемов принимали участие Г. А. Чернов и А. Н. Дмитриев; химические исследования осуществлялись Г. М. Гусевым, З. В. Болевой, В. П. Рыбаковым, Е. М. Зыряновой и др. под общим руководством В. М. Дорош, а масс-спектрометрические — А. П. Перцевой, В. И. Зюзиным, В. А. Блаженко (возглавлял исследования Е. Ф. Донлиницын). Рентгеновские анализы выполнялись Т. Н. Григорьевой, Л. Т. Ковалевой и Д. К. Архипенко, а спектральные — Н. В. Арнаутовым, Н. В. Резниковым, В. И. Симоповой и Л. Г. Изюмовой. Мономинеральные фракции выделялись в лаборатории разделения минералов В. И. Никитиной и Л. В. Агафоным. Изотопный состав свинца изучался Л. Д. Шпиловым и В. Р. Сосунковым. Помимо исследований каменного материала личных сборов большое число определений выполнено по пробам, представленным сотрудниками различных лабораторий Института геологии и геофизики, Красноярской лаборатории, СНИИГГИМСа, Новосибирского, Красноярского и Тюменского геологических управлений.

## ГЛАВА I

### ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ

Енисейский кряж располагается на стыке трех крупнейших структур Сибири — Сибирской платформы, Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой области. В пределах Енисейского кряжа вскрывается наиболее полный по сравнению с другими районами Сибири разрез докембрия, в составе которого выделяются: архейские, нижне-, средне- и верхнепротерозойские образования, а также переходные слои к палеозою (тасеевская серия). Осадочные толщи кряжа в разное время подвергались региональному метаморфизму и прорваны разновозрастными интрузивными телами, с которыми связаны многочисленные рудопроявления.

Геологическое строение Енисейского кряжа изучалось многими исследователями. Основные результаты работ освещены в многочисленных опубликованных трудах Ю. А. Кузнецова (1941, 1952, 1963), Г. И. Кириченко (1955, 1958<sub>1</sub>, 1958<sub>2</sub>, 1960, 1962, 1963), М. И. Волобуева (1960), М. А. Семихатова (1962), Ю. И. Парфенова (1962, 1964), Д. И. Мусатова (1964<sub>1</sub>, 1964<sub>2</sub>) и других. Однако в силу интенсивного метаморфизма осадочно-вулканогенных и осадочных пород, сложности тектоники, слабой охарактеризованности разреза остатками органической жизни и недостаточной обнаженности кряжа многие вопросы его геологии остаются не решенными или дискуссионными.

В связи с этим не случайно при геологическом изучении Енисейского кряжа были использованы радиологические методы определения возраста пород. Результаты геохронологических исследований, осуществленных Лабораторией геологии докембрия, Институтом геохимии имени В. И. Вернадского, Московским государственным университетом, ВСЕГЕИ, публиковались и обсуждались в работах К. К. Жирова и др. (1960<sub>1,2</sub>; Zhigov, 1961), С. И. Зыкова и др. (1961), М. И. Волобуева и С. И. Зыкова (1961, 1962), М. И. Волобуева, С. И. Зыкова и др. (1962, 1963, 1964), Ю. М. Артемова (1963), Э. К. Герлинга и Ю. М. Артемова (1964), Г. А. Казакова и А. И. Тугаринова (1963), Н. И. Полевой (1962), Н. И. Полевой и др. (1960<sub>1</sub>, 1960<sub>2</sub>, 1961) и др.

Необходимо подчеркнуть, что для многих докембрийских образований Енисейского кряжа имеются определения абсолютного возраста двумя и даже тремя методами (калий-аргоновым, уран-торий-свинцовым и рубидий-стронциевым). Это позволило со многих сторон подойти к оценке возраста пород, что пока невозможно для большинства районов распространения докембрийских образований Сибири. Правда, поскольку определения возраста проводились в разное время и в разных лаборато-

ниях, то и обсуждались они, как правило, разрозненно. Мы попытались свести опубликованные и полученные нами данные по возрасту пород Енисейского кряжа и на основе сопоставления и анализа всего материала охарактеризовать стратиграфический\* возраст опорных горизонтов, возраст интрузивных комплексов и возраст основных этапов геологической истории развития Енисейского кряжа в докембрийское время.

## ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Метаморфические толщи Енисейского кряжа развиты преимущественно в южной части региона, слагая наиболее нижние части стратиграфического разреза. Они представлены архейскими и нижнепротерозойскими образованиями.

К архейским образованиям Ю. А. Кузнецовым (1941, 1952) отнесены метаморфические толщи, представленные разнообразными гнейсами (гранат-пироксеновые, гранат-полевошпатовые, пироксеновые, дистеновые, силлиманитовые, кордиеритовые и др.) и слюдяными кварцитами. Общая мощность этих пород около 11000 м. Толщи метаморфических пород разделяются на два комплекса — нижнеархейский канский и верхнеархейский енисейский. Породы енисейского комплекса с разрывом и структурным несогласием залегают на породах канского комплекса (Волобуев, 1967). Г. И. Кириченко (1958<sub>2</sub>) к архею относил только породы канского комплекса, а енисейский комплекс, названный веснинской толщей, датировал нижним протерозоем. Э. К. Герлинг и Ю. М. Артемов (1964), основываясь на цифрах абсолютного возраста, полученных рубидий-стронциевым методом для метаморфических пород южной части кряжа, высказались за весьма древний возраст этих толщ. М. И. Волобуев, учитывая, что енисейская толща прорывается таракскими гранитами, возраст которых датировался цифрой 1800 млн. лет, сначала отнес породы енисейского комплекса к верхнему архею (Волобуев, Зыков, Ступникова и др., 1964), а позже — к нижнему протерозою (Волобуев, 1967). Таким образом, единого мнения о возрасте этих толщ пока нет.

Для метаморфических пород канского и енисейского комплексов в настоящее время имеются определения возраста тремя методами: рубидий-стронциевым (табл. 2), уран-торий-свинцовым (табл. 3) и калий-аргоновым (табл. 4). На рис. 3 показаны гистограммы, обобщающие эти результаты.

Рубидий-стронциевым методом выполнено всего лишь шесть определений возраста (см. табл. 2). По данным М. И. Волобуева, для пород средней части канского метаморфического комплекса (атамановская серия) и для пород веснинской толщи (енисейский комплекс) получены весьма низкие значения возраста (627, 580, 420 млн. лет). Они не отвечают ни возрасту первичного метаморфизма, ни, тем более, стратиграфическому возрасту рассматриваемых пород и, по-видимому, отражают молодые геологические процессы, интенсивно воздействовавшие в пределах локальных зон на ранее сформированные породы. Большой интерес представляет цифра 2550 млн. лет, полученная по гнейсо-граниту енисейского комплекса из кровли Нижнеканского гранитного массива. Такие же

---

\* Стратиграфическим абсолютным возрастом породы мы называем то значение абсолютного возраста, которое соответствует времени образования исходного осадка. Необходимость введения этого термина вызвана тем, что метаморфические толщи могут датироваться как по времени накопления, так и по времени метаморфизма пород.

Результаты определения возраста архейских метаморфических пород  
Енисейского края рубидий-стронциевым методом

№ п/п	Место взятия и характеристика проб	Содержание рубидия, %	$\frac{Sr^{87}}{Sr_{05ц}}$	Возраст, млн. лет
1	Р. Енисей, устье р. Кимбирка, гранитизированная веснинская толща (енисейский метаморфический комплекс), по мусковиту . . .	0,076	1	420±25
2	Р. Кан, гранат-кордиерит-биотитовый гнейс атамановской толщи (канский метаморфический комплекс)	0,175	3	580±25
3	Р. Немкина, мигматит притаракской зоны, по биотиту . . . . .	0,145	1,5	657±25
4	Р. Кан у впадения р. Кужет, гнейсо-гранит . . . . .			2550
5	Р. Кан, шивера Каренькая, пегматитовая жила в полосчатых гнейсах енисейского комплекса, по микроклину . . . . .			2550
6	То же, по породе в целом . . . . .			2550

Данные 1-3 заимствованы из работы М. П. Волобуева, С. И. Зыкова, Н. И. Ступникова и др. (1964), данные 4-6 — из работы Э. К. Герлинга, Ю. М. Артемова (1964).

цифры были определены по микроклину и пегматиту, инъецирующему гнейсы енисейского комплекса (см. табл. 2). Э. К. Герлинг и Ю. М. Артемов (1964) считают, что эти данные необходимо рассматривать как достоверные, «поскольку попытка объяснить их как результат воздействия метаморфизма, например вынос рубидия в последующее время, вряд ли может быть применена к трем различным образцам из двух точек». Вместе с тем, как показывают определения абсолютного возраста калий-аргоновым ( $460$  млн. лет, см. табл. 4) и уран-торий-свинцовым методами ( $T_{Pb^{206}} = 479$ ;  $T_{Pb^{207}} = 530$ ;  $T_{Pb^{207}} = 798$ ;  $T_{Pb^{208}} = 481$  млн. лет), гнейсо-граниты этого участка претерпели очень сильное омоложение. Об этом же говорит и изотопный состав обнаруженного здесь аксессуар-

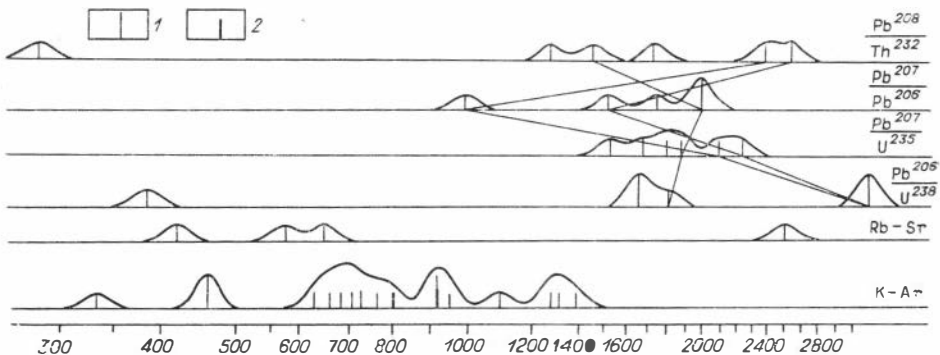


Рис. 3. Гистограммы возраста метаморфических пород Енисейского края.

1 — возрастные значения по слодам; 2 — возрастные значения по полевым шпатам или породе в целом.

Т а б л и ц а 3

Результаты определения возраста архейских метаморфических пород Енисейского кряжа  
свинцовым методом

Место взятия и характеристика проб	Содержание, %		Изотопный состав свинца, ат. %					Возраст, млн. лет			
	U	Th	Pb	Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>207</sup>	Pb <sup>208</sup>	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{203}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$
Правый берег р. Кан, выше устья р. Потончет, мигматизированные гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы, по монациту . . . . .	0,22	5,85	0,47	0,02	13,24	1,87	84,67	2000 ±120	1810 ±130	1880 ±130	1450 ±145
Правый берег р. Кан, ниже устья р. Казачей, мигматизированные гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы, по монациту . . . . .	0,26	8,39	0,58	0,03	11,71	1,64	86,62	1750 ±103	1660 ±115	1680 ±120	1280 ±130
Верховья р. Левая Кимбирка, мигматизированные гранат-пироксеновые гнейсы, по монациту	0,2	5,29	0,482	0,015	10,71	1,485	87,79	1990 ±90	1680 ±80	1800±90	1720 ±100
Район Кузеевского рудника, чарнокит, по монациту . . . . .	0,19	7,5	0,83	1,29	23,16	20,17	55,38	—	385 ±150	1530 ±920	190±40
Устьевая часть р. Посольной, катаклазированный порфиобластический мигматит, по циркону	0,012	0,027	0,0165	0,51	49,66	10,73	39,1	990 ±120	3280 ±130	2100 ±240	2600 ±210
	0,008	0,05	0,0736	1,22	26,89	19,17	52,72	1520 ±1200	3260 ±400	2250 ±1000	2400 ±500

ного галенита ( $\frac{Pb^{201}}{Pb^{204}} = 17,67$ ;  $\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} = 15,29$ ;  $\frac{Pb^{203}}{Pb^{204}} = 36,78$ ;  $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}} = 0,865$ ), соответствующий нижнепалеозойскому времени. Эти данные позволили Э. К. Герлингу и Ю. М. Артемову сделать вывод, что при определенных условиях даже в случае сильного воздействия молодых процессов на первичную породу она остается закрытой системой для рубидия и стронция, а испытавшие перекристаллизацию минералы (биотит, монацит и др.) показывают возраст метаморфизма.

Из имеющихся шести определений абсолютного возраста уран-то-рий-свинцовым методом (см. табл. 3) три определения (монацит из чарнокита в районе Кузеевского рудника и циркон из катаклазированного порфиробластического мигматита в устьевой части р. Посольной) дают резко расходящиеся аномальные цифры возраста, обусловленные в двух случаях выносом урана (см. рис. 3 и 4), а в одном — выносом свинца. По остальным трем пробам получены достаточно хорошо сходящиеся цифры, говорящие как будто бы о возрасте метаморфических образований около 1800 млн. лет. Однако если нанести эти данные на график со-

Таблица 4

Результаты определения возраста архейских метаморфических пород Енисейского края калий-аргоновым методом

Место взятия и характеристика проб	Содерж. калия, %	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Богунаевское м-ние, гранит-пироксеновый гнейс, по биотиту . . . . .	6,72	334	МГУ
Р. Кан, шивера Каренькая, гнейс, по биотиту . . . . .	6,90	460	Лаборатория геологии декабря МГУ
Р. Тасеева, «Иванов камень», мигматит, по биотиту . . . . .	6,91	635	
Р. Немкина у впадения р. Северной, биотит из гнейса, рассеяемого диабазом нижнеканского (?) интрузивного комплекса . . . . .	6,90	660	Лаборатория геологии декабря
Р. Енисей на отрезке Казачинский порог — город Предивинск, биотит-плагноклазовый гнейс енисейского комплекса, по биотиту . . . . .	5,77	687	ИГиГ СО АН СССР
Там же, биотитовый гнейс енисейского комплекса, по биотиту . . . . .	5,78	767	„
Богунаевское м-ние, слюдисто-роговообманково-плагноклазовый гнейс, по полево-му шпату . . . . .	5,60	807	„
Р. Тея, гнейсо-гранит, по биотиту . . . . .	6,10	910	МГУ
Р. Енисей на отрезке Казачинский порог — город Предивинск, чарнокит канского комплекса . . . . .	2,40	918	ИГиГ СО АН СССР
Р. Веснина Шиверная, мигматит, по биотиту . . . . .	6,08	950	МГУ
Р. Кан, мигматизированные гнейсы, по биотиту . . . . .	7,22	1100	„
То же . . . . .	6,88	1311	„
» . . . . .		1276	Лаборатория геологии декабря
Р. Немкина, Западно-Таракская зона, мигматит канского комплекса, по биотиту . . . . .	6,83	1380	МГУ
Р. Кимбирка, гранито-гнейс, по мусковиту . . . . .	7,29	710	„
Р. Немкина, березовский мигматит, по биотиту . . . . .	6,91	730	„
Р. Кан, у впадения р. Кужет, гнейсо-гранит, по биотиту . . . . .	6,85	460	Лаборатория геологии декабря
Верховья р. Б. Веснина, катаклазированные породы канской серии . . . . .	6,78	530	МГУ

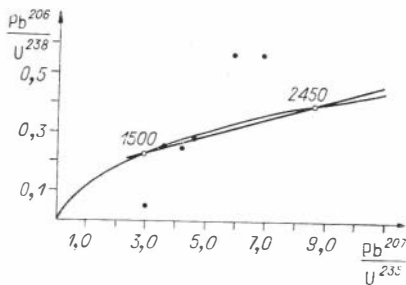


Рис. 4.

ными по рубидий-стронциевому методу. Вторая точка пересечения этой же прямой показывает возраст 1500 млн. лет и определяет возраст повторного метаморфизма. Примечательно то, что эта цифра совпадает со средним возрастом (1500 млн. лет), определенным для тех же трех проб по свинец-ториевому отношению. Это находится в соответствии с известным положением, что если цифра возраста по отношению  $\frac{Pb^{210}}{Th^{232}}$  меньше

цифры, вычисленной по отношению  $\frac{Pb^{210}}{U^{238}}$ , то первая обычно отвечает времени метаморфизма толщ. Это связывается с тем, что торий в отличие от урана практически не теряется минералом, будучи геохимически мало подвижным в эндогенных процессах.

**Калий-аргоновым методом** для архейских метаморфических пород Енисейского кряжа получены цифры возраста в широком диапазоне: от 1380 до 334 млн. лет (см. табл. 4). Главная масса цифр располагается в интервале от 1380 до 635 млн. лет, давая наибольшие плотности (см. рис. 3) около 1300, 920 и 700 млн. лет. Сравнение этих данных с результатами определения возраста метаморфических пород другими методами и геологическое их положение с полной очевидностью показывают, что ни одно из полученных значений возраста калий-аргоновым методом не соответствует истинному возрасту пород метаморфических комплексов Енисейского кряжа. Они характеризуют явление омоложения древних толщ наложенными геологическими процессами, указывая на возникновение таких процессов не менее чем в три эпохи: около 1300, 920 и 700 млн. лет тому назад. Полученное калий-аргоновым методом возрастное значение для наиболее древнего этапа метаморфизма 1300 млн. лет (при диапазоне от 1500 до 1200 млн. лет) весьма близко к возрастному значению этапа метаморфизма, выявленному уран-торий-свинцовым методом (1500 млн. лет). Хотя возрастная информация об этом этапе и весьма ограничена, но хорошая сходимость данных по двум методам делает достоверным возраст этого рубежа в истории кряжа. Забегая несколько вперед, отметим, что именно к этому времени надо относить метаморфизм нижнепротерозойских образований, связывая его с глубоким погружением территории кряжа и установлением в его пределах геосинклинального режима (Волобуев, Зыков, Ступникова, Мусатов, 1964).

Как видно на гистограмме (см. рис. 3), почти половина всех имеющихся цифр относится к наиболее позднему этапу омоложения с максимумом около 700 млн. лет и разбросом значений возраста от 850 до 600 млн. лет. Этот этап фиксируется при геохронологических исследованиях пород южной части кряжа и, несомненно, связан с крупной структурной перестройкой территории последнего на границе докембрия и палеозоя.

гласующихся возрастов, то оказывается, что все три точки ложатся почти на одну прямую ниже теоретической кривой согласующихся возрастов. Это свидетельствует о некоторой потере свинца после кристаллизации минерала. Проведя через эти три точки прямую до пересечения с кривой согласующихся возрастов (см. рис. 4), получим в предположении истинный возраст пород, представленных этими образцами, — 2450 млн. лет. Он согласуется с дан-

Таблица 5

**Результаты определения возраста архейских пород западной  
оконечности Анабарского массива**

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	$\frac{Aч^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет
Р. Котуйкан, биотит из гиперстеновой породы в контакте с мигматитовой зоной (в 10 км от пробы № 3) . . . . .	6,20	0,2497	2300
Устье рч. Болондо, примерно в 280 км от устья р. Котуйкан, гиперстен из чарнокита . . . . .	1,15	0,2522	2313
Р. Котуйкан, полевой шпат из мигматита среди пород гиперстенового состава . . . . .	6,60	0,0445	667

Таким образом, анализ радиологических данных по возрасту метаморфических толщ Енисейского кряжа приводит к заключению, что стратиграфический возраст пород енисейского метаморфического комплекса не менее 2500 млн. лет. Раз это так, то канский комплекс, занимающий более низкое стратиграфическое положение и отделенный к тому же от енисейского комплекса глубоким размывом, естественно, должен быть еще более древним. Исходя из этого, а также учитывая современную датировку основных рубежей докембрия, нужно считать, что геохронологическими исследованиями подтверждено представление Ю. А. Кузнецова, считавшего, что нижняя часть разреза Енисейского кряжа представлена верхнеархейскими (енисейский комплекс) и нижнеархейскими (канский комплекс) отложениями, претерпевшими интенсивный метаморфизм в верхнеархейское время. По времени проявления региональный метаморфизм можно связывать с родезийской эпохой диастрофизма, имевшей планетарное значение (Виноградов, Тугаринов, 1962).

Сравнение результатов определения абсолютного возраста пород Енисейского кряжа с возрастом древних толщ из других регионов подтверждает сделанные выводы. Например, устанавливаемый весьма древний возраст метаморфических комплексов Енисейского кряжа хорошо параллелизуется с возрастом древнейших членов Анабарского массива и, в частности, с полученными нами возрастными значениями для пород западной оконечности последнего. Нами было произведено определение абсолютного возраста образцов, отобранных В. М. Чайкой из разреза архея и позднего докембрия, вскрываемого р. Котуйкан и ее левым притоком Вюрбюр. Архейские образования, вскрытые долиной верхней части р. Котуйкан, представлены плагиогнейсами, часто двупироксеновыми с гиперстеном. С ними пространственно и генетически ассоциируют массивные породы чарнокитового ряда и подчиненные им пластовые и линзовидные обособления амфиболовых, гранато-амфиболовых и пироксеновых гнейсов, железистых и кварцевых гранулитов. Ближе к западному краю внутреннего архейского массива, примерно в 280 км от устья р. Котуйкан, среди гнейсов располагаются зоны интенсивной микроклинизации. Мощность этих зон, а также степень калиевого метасоматоза резко увеличиваются к границе массива. В краевых его частях появляются поля мигматитов и дайки габбро-диабазов. В обнажениях уверенно устанавливается, что гиперстеновые породы древнее процесса микроклинизации и образования мигматитов.



Возраст пород Анабарского кристаллического щита\*

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	Возраст, млн. лет
Правобережье р. Куонамка, в 9 км выше устья р. Далдын, анортозит	0,23	1830
Краевой массив, аляскитовый гранит	6,30	1750
Южная часть Билляхского массива, порфиroidный гранодиорит	3,60	1800
Там же, гранодиорит	3,22	1810
Верховье р. М. Куонамка, перидотит	0,37	2270
Верховье р. Осур, пегматит, по биотиту	7,26	1950
Левобережье р. Б. Куонамка, в 6 км севернее устья р. Дзэ-гээс, горнблендит, по амфиболу	0,48	2500
Правобережье р. Б. Куонамка, близ устья р. Эгизбин, биотитовый гнейс, по биотиту	7,58	1910
Левый борт р. Далдын, в 9 км от устья, перидотит, по флогопиту	5,89	2300
Правобережье р. Далдын, в 9 км от устья, кальцифир, по флогопиту	7,30	1950
Правый борт р. Монхоло, в 11 км от устья, биотитовый гнейс, по биотиту	6,75	1850
Р. Монхоло, биотит-амфиболовый гнейс, по амфиболу	1,21	2000
Нижнее течение р. Хатырык, горнблендит, по амфиболу	0,63	2300
Верховье р. Хатырык, сапфирин-кордиерит-флогопитовая порода, по флогопиту	7,58	1980
Верховье р. Хатырык, чарнокит	2,87	1880
Там же, чарнокит	3,80	1860
Оленекское поднятие, р. Ортопу-Экит, пегматит, по мусковиту	7,99	2050
Оленекское поднятие, р. Осор-Хаяты, порфиroidный гранит, по биотиту	6,18	2080
Оленекское поднятие, р. Согуру-Экит, метаморфизованный биотитовый песчаник	1,92	1980
Верхнеанабарская серия, парагнейс		2030
Пегматит		1890
Краевой массив, верховья р. Могон, порфиroidный гранит, рассекающий гнейсы далдинской серии	2,88	2120
Там же, гнейсовидный перекристаллизованный гранит с новообразованиями полевого шпата	4,66	1940
Там же, измененный гранит	4,35	1790
Междуречье Могон-Илья, аляскитовый гранит среди гиперстеновых гнейсов верхнеанабарской серии	4,78	1870
Верховья р. Джогджо, Могонский массив, анортозит	0,41	1030
Р. Б. Куонамка, биотитовый гранит, секущий гнейсы верхнеламуйской серии	3,34	2080
Устье р. Монхоло, гранит, секущий породы верхнеламуйской серии	3,92	2120
Р. Джаньока, гранит, прорывающий породы верхнеламуйской серии	3,42	2000
Там же, биотит из пегматита, секущего граниты	7,78	1870
Верховье р. Ары-Мостах, флогопит из перидотита, залегающего среди гнейсов верхнеламуйской серии	6,40	1850
Междуречье Меркю-Котуйкан, анортозит из Центрального массива	0,65	1350
Северо-восточное обрамление Центрального анортозитового массива, пегматит, секущий гнейсы верхнеламуйской серии	7,82	2040
Там же, биотит из пегматита, секущий анортозиты Центрального массива	6,65	1510
Там же, пегматит, секущий анортозиты Северного массива	7,54	1560
Глауконит из пород основания билляхской свиты		1500

\* Результаты заимствованы из опубликованных работ А. Я. Крылова, А. Н. Вишневого и др. (1963), М. И. Рабкина (1958), Л. С. Тарасова, Е. Я. Гаврилова и В. И. Лебедева (1963).

Таблица 7

Возраст пород Анабарского кристаллического щита, определенный свинцово-урано-ториевым методом

Место взятия и характеристика проб	Химический состав, %			Изотопный состав свинца, ат. %					Возраст, млн. лет				
	Pb	U	Th	Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>207</sup>	Pb <sup>208</sup>	повыш. свинц.	ЕЦЦ, %	Pb <sup>207</sup> /Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>207</sup> /U <sup>235</sup>	Pb <sup>206</sup> /U <sup>238</sup>	Pb <sup>206</sup> /Th <sup>232</sup>
Правобережье р. Б. Куонамка, близ устья р. Этинэбин, биотитовый гнейс, по монашцу	1,31	0,239	11,0	0,017	8,88	1,57	89,50	3,21		1750	2700	2210	2200
Низовье р. Осур, пегматит, по монашцу	0,393	0,00821	4,12	0,045	2,16	1,17	96,63	3,03		3550	3750	3750	1960
Там же, по ширкону	0,0854	0,0895	0,432	0,661	27,42	13,86	58,05	44,72		3050	1110	2000	1500

По гиперстену из чарнокита архейских образований р. Котуйкан калий-аргоновым методом получено значение возраста 2300 млн. лет. То же значение возраста определено и по биотиту из зоны мигматизации, рассекшей более древние архейские толщи (табл. 5). Совпадение значений возраста этих разновозрастных образований, по-видимому, объясняется метаморфическим воздействием мигматитов на древние породы. Это значит, что возраст собственно чарнокитов должен быть древнее. Вероятно, они формировались одновременно с капским комплексом Енисейского кряжа, для которого характерно присутствие чарнокитов. Древние цифры, полученные по архейским метаморфическим породам западной части Анабарского массива, хорошо коррелируются со многими определениями возраста древнейших пород из более восточных частей Анабарского щита (табл. 6).

Древний возраст пород, выявляемых на Анабарском щите, подтверждается уран-торий-свинцовым методом (табл. 7).

К нижнему протерозою в Енисейском кряже относят разнообразные гнейсы, слюдяные сланцы, мигматиты с прослоями мраморов, амфиболитов, кварцитов и другие породы. Г. И. Кириченко объединяет их под названием тейской серии. В составе последней он выделяет две свиты: нижнюю — хр. Карпинского и верхнюю — пенченгинскую. Пенченгинская свита несогласно с размывом перекрывается отложениями горбилкокской свиты сухопитской серии с конгломератами в основании, содержащими гальку кристаллических сланцев, гнейсов, мигматитов, гранитов. В схеме сопоставления докембрийских разрезов Сибири 1965 г. породы тейской серии отнесены к среднему протерозою. М. И. Волобуев (1967) считает, что выделяемая в составе тейской серии нижняя свита хр. Карпинского является стратиграфическим эквивалентом верхней части енисейской серии. В составе тейской серии он оставляет только породы пенченгинской свиты, датируя ее средним протерозоем. В то же время породы, слагающие, по его представлениям, верхнюю часть енисейского комплекса, им выделяются в шумихенскую толщу и датируются нижним протерозоем, а время формирования их оценивается в интервале 2100—1800 млн. лет. Детальные обоснования этих построений не опубликованы.

Материалы по абсолютному возрасту пород тейской серии (свит хр. Карпинского и пенченгинской) отсутствуют. Некоторое сужде-

ние о возрасте позволяют сделать данные по абсолютному возрасту основных пород. Накоплению осадочных толщ, относимых к тейской серии, сопутствовал основной магматизм. Многими исследователями отмечено наличие большого числа диабазовых силлов, переслаивающихся с осадочными породами, а также многочисленные дайки диабазов, секущие метаморфические комплексы, в том числе и породы тейской серии, и граниты Таракской интрузии. Изверженные породы основного состава сохраняют свой облик только в дайковой фации. Пластовые интрузии и экструзивные диабазы испытали вместе с вмещающими осадочными толщами сильный метаморфизм, превратившись местами в актинолитовые сланцы, а в зонах более поздней инъекции — даже в амфиболиты.

Таблица 8

**Результаты определения возраста основных интрузивных пород южной части Енисейского кряжа калий-аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	Возраст, млн. лет
Р. Тарака, пос. Таежный, габбро-диабаз . . . . .	0,60	1000
Р. Кан, в 2,5 км ниже впадения руч. Осиновского, габбро-диабаз . . . . .	0,62	1220
Р. Немкина, среднее течение, габбро-норит . . . . .	0,46	1650
Там же, габбро-диабаз . . . . .	0,56	1600
Р. Кан, правый берег, в 4,5 км ниже устья р. Курыш, среднезернистый габбро-диабаз . . . . .	0,77	1050
Там же, мелкозернистый диабаз . . . . .	1,87	825
Р. Немкина, у впадения р. Северная, роговообманковый диабаз, секущий гнейс . . . . .	1,23	650
Диабаз из дайки . . . . .	0,58	505
Горевское рудное поле, скв. 215, глубина 382 м, оливниновый долерит	1,03	1047

Имеющееся небольшое количество определений абсолютного возраста основных пород (табл. 8) показывает значительный разброс цифр от 1650 до 505 млн. лет. Это, по-видимому, связано с наличием разновозрастных групп диабазов. Тем не менее, учитывая сильную измененность основных пород, даже наиболее древние из полученных значений возраста нельзя считать действительным возрастом пород, тем более, что сами определения велись по породе в целом. Исходя из этого, можно предполагать, что наличие цифр 1600—1650 млн. лет, хотя и косвенно, но указывает на древний (вероятнее всего нижнепротерозойский) возраст некоторой части основных пород и вмещающих их осадочных и метаморфических толщ. К тому же известно, что породы тейской серии Енисейского кряжа хорошо сопоставляются с нижнепротерозойскими отложениями свиты Соснового Байца и большереченской свитой Присяня. Возраст последних достаточно уверенно определяется древнее 2000 млн. лет.

Таким образом, можно предполагать, что накопление отложений тейской серии протекало в интервале времени от 2200 до 1900 млн. лет и завершилось в результате беломорской эпохи складчатости. В течение среднего протерозоя Енисейский кряж подвергался скорее всего денудации, уничтожившей большие массы ранее сформированных пород. От архейских образований породы тейского комплекса также отделены дли-

тельным перерывом (350—400 млн. лет), охватывающим раннюю часть нижнепротерозойского времени. Об этом периоде в истории Енисейского кряжа, равной по длительности палеозойской и мезозойской эрам вместе взятым, нам ничего не известно. Несомненно, что в начале этого времени в пределах Енисейского кряжа должно было продолжаться активное формирование осадочных толщ. Вслед за Д. И. Мусатовым и М. И. Волобуевым (1964<sub>1</sub>), мы считаем, что без мощного покрова отложений этого времени гранитоиды таракского комплекса, обладающие всеми признаками пород глубинной фации, сформироваться не могли. Отсутствие образований с возрастом 2200—2600 млн. лет в современном разрезе Енисейского кряжа может быть кажущимся. В связи с трудностью расчленения древнейших толщ возможно включение искомого пород в состав более молодых или более древних образований. Несомненно также, что области их развития значительно сокращены денудацией в последующие периоды континентального режима.

### ВОЗРАСТ ГЛАВНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Метаморфические толщи Енисейского кряжа прорваны разновозрастными интрузиями гранитоидного и основного составов, а также пегматитовыми образованиями. Наиболее древние из них относятся к архею.

Гранитоиды архейского возраста объединены М. И. Волобуевым (1967) в **богунаевский интрузивный комплекс**. Интрузии этого комплекса известны в Ангаро-Канской части кряжа, где они обнажаются в виде полос, жилоподобных тел и небольших массивов среди гнейсов канской серии или образуют включения в более молодых гранитах. Возраст их, установленный изохронным уран-свинцовым методом, оценивается в  $2450 \pm 200$  млн. лет, а изохронным методом по Гаутермансу — в  $2500 \pm 200$  млн. лет. Те же значения возраста для этих гранитов были получены Э. К. Герлингом и Ю. М. Артемовым (1964) изохронным рубидий-стронциевым методом.

Среди нижнепротерозойских образований наряду с известным таракским интрузивным комплексом М. И. Волобуев (1967) выделяет киликийский интрузивный комплекс. Гранитоиды **килийского комплекса** установлены в Южно-Енисейском кряже (р. Енисей, ниже пос. Предивинск) и в Заангарье (бассейн р. Сев. Киликийская). Возраст их, по данным уран-торий-свинцового метода, оценивается в  $2200 \pm 400$  млн. лет, а по данным калий-аргонового метода — в 2150 млн. лет.

**Таракский интрузивный комплекс** объединяет гранитоиды Таракского массива, мигматит-граниты Сокаревского и Березовского массивов, усть-немкинские гранодиориты, мигматиты Западно-Таракской зоны и пегматиты (Любавинского месторождения и др.). Собственно Таракский массив образует акмолитообразное тело, залегающее среди кристаллических сланцев канского метаморфического комплекса. Сложен он в основном серыми гнейсовидными гранитами, содержащими в эндоконтакте громадное количество гранитизированных пластообразных ксенолитов вмещающих пород. В центральных частях гранитного массива наблюдаются крупные массы аллитовидных гранитов, среди которых встречаются линзовидные пегматитовые жилы с биотитом и мусковитом. В эндоконтактной зоне Таракской интрузии развиты инъекционные биотит-плагиоклазовые и кордиеритовые гнейсы и гранатовые амфиболиты. Возрастное положение Таракского массива определяется тем, что он

Возраст монацита из пород Таракской интрузии по данным  
К. К. Жирова и др. (1960<sub>1,2</sub>)

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет			
	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$
	Левый берег р. Курыш, в 1100 м от устья, из гранитов центральной части интрузии . . . . .	1380	2030	1730
Там же . . . . .	1820	1530	1640	1330
Левый берег р. Тарака, в 6 км от устья . . . . .	1810	1380	1550	1280
Р. Тарака, аллювий, желтый монацит . . . . .	1820	1440	1610	1400
Правый берег р. Кан, в 5 км ниже устья р. Курыш . . . . .	1700	1820	1740	1750
Правый берег р. Кан, в верхнем конце Комаровского порога, зона агматитов притаракской мигматитовой зоны . . . . .	1920	1950	1915	1820
Р. Тарака, аллювий, бурый монацит . . . . .	1820	1440	1580	1290

прорывает канский метаморфический комплекс архейского возраста, вызывая в нем повторный метаморфизм, а сам пересечен дайками уральтовых диабазов, по-видимому, генетически связанными с эффузивами и силлами основного состава, широко развитыми в толщах нижнего протерозоя (Кузнецов, 1963). Диабазы, в свою очередь, метаморфизованы Посольненской гранитной интрузией. Основываясь на этих взаимоотношениях, Ю. А. Кузнецов (1941, 1952, 1963) время формирования Таракской интрузии относил к верхнему архею, а Г. И. Кириченко (1960) приписывал ей протерозойский возраст.

Первые сведения об абсолютном возрасте пород Таракского массива были получены в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского (Жиров и др., 1960<sub>1,2</sub>; Zhigov a. ath., 1961). Согласно этим данным (табл. 9), возраст Таракской интрузии оценивается в интервале 1800—1900 млн. лет. Позже абсолютный возраст пород таракского комплекса определялся Лабораторией геологии докембрия (Герлинг и Артемов, 1964; Артемов, 1963) и МГУ совместно с ГЕОХИ (Волобуев, 1960; Волобуев, Зыков, 1961, 1962; Волобуев, Зыков и др., 1963, 1964; Зыков и др., 1961). В последнее время обследование южной части этой интрузии и определения возраста выполнены нами. Таким образом, в настоящее время таракский комплекс оказался в геохронологическом отношении наиболее детально исследованным интрузивным комплексом Сибири. Для его пород определены значения возраста калий-аргоновым (табл. 10), уран-торий-свинцовым (табл. 11) и рубидий-стронциевым методами (табл. 12). Все имеющиеся цифровые данные по определению абсолютного возраста пород Таракской интрузии нами обобщены в виде гистограмм (рис. 5).

Анализ табличных данных и рассмотрение построенных на их основании гистограмм позволяют с достаточной уверенностью подойти к решению вопроса о времени формирования таракского комплекса. Гистограммы значений возраста, полученных уран-торий-свинцовым и рубидий-стронциевым методами, сходны. Оба метода показывают один четко выраженный пик с небольшим шлейфом в сторону молодых значений возраста. Положения максимальных пиков по шкале возраста близки друг другу:  $T_{\frac{Pb^{206}}{U^{235}}} = T_{\frac{Pb^{207}}{U^{235}}} = 1700$  млн. лет;  $T_{\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}} = 1800$  млн. лет,  $T_{\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}} = 2060$  млн. лет. Из рассмотрения значений возраста по разным вариантам уран-

Результаты определения возраста горных пород таракского интрузивного комплекса  
Енисейского кряжа калий-аргоновым методом

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	Возраст, млн. лет	Определения выполнены		
Р. Курыш, около с. Таежного, расслаиванный мусковит-биотитовый гранит, по полевому шпату . . . . .	4,90	536	ИГиГ	СОАН	СССР
Р. Курыш, в 0,5 км от дер. Алешино, биотит из жилы в граните . . . . .	4,45	544		»	
Р. Курыш, равномернозернистый гранит, по биотиту . . . . .	6,10	570		МГУ	
Р. Кан, правый берег, в 4,5 км ниже устья р. Курыш, порфиробластический гранит	5,24	575	Лаборатория геологии докембрия		
Р. Казачья, среднее течение, порфиробластический гранит, по биотиту . . . . .	7,84	580		То же	
Р. Кан, правый берег, в 4,5 км ниже устья р. Курыш, лейкократовый среднезернистый гранит . . . . .	5,35	580		»	
Там же, порфиробластический гранит, по биотиту . . . . .	7,46	592		»	
Там же, порфиробластический гранит, по микроклину . . . . .	10,25	560		»	
Р. Кан, гранит, по биотиту . . . . .		600		»	
Там же, гранит, по биотиту . . . . .	7,46	592		МГУ	
Там же, гранит, по породе . . . . .	3,03	415		»	
Р. Кан, в 4,5 км ниже устья р. Курыш, порфиробластический гранит из блока между габбро-диабазовыми дайками, по биотиту . . . . .	4,35	680	Лаборатория геологии докембрия		
То же, по микроклину . . . . .	8,05	540		То же	
Р. Курыш, у пос. подсобного хоз-ва с. Таежного, гранит . . . . .	3,60	694	ИГиГ	СОАН	СССР
Р. Курыш, гранит, по биотиту . . . . .	5,88	680		МГУ	
Там же, по породе . . . . .	3,90	596		»	
Там же, по биотиту . . . . .		700	Лаборатория геологии докембрия		
То же, по микроклину . . . . .	10,72	680		То же	
Р. Курыш, в 4 км от устья, гранит, по биотиту . . . . .	6,88	730		»	
Р. Тарака, с. Таежное, гранит, по микроклину . . . . .	9,85	950		»	
Р. Курыш, в 0,5 км от дер. Алешино, гранит, по биотиту . . . . .	5,40	829	ИГиГ	СОАН	СССР
Там же, по породе . . . . .	4,45	861		То же	
Р. Курыш, лейкократовый гранит, по биотиту . . . . .	6,45	1164		»	
Р. Курыш, около с. Таежного, биотитовый гранит, по биотиту . . . . .	5,75	1418		»	
Р. Кан, Комаровский порог, гранит, по биотиту . . . . .	7,16	1480	Лаборатория геологии докембрия		
Там же, по микроклину из порфиробласт	10,53	1335		То же	
Р. Курыш, район «Галочьих грив», гранит, по биотиту . . . . .	4,28	1670		»	
Там же, по породе . . . . .	4,46	1260		»	
Устье р. Немкина, гранодиорит, по биотиту . . . . .	5,38	505		»	
Р. Кан, в 4,5 км ниже устья р. Курыш, ксенолит порфиробластического гранита в мелкозернистом диабазе, по микроклину . . . . .	2,11	840		»	
Р. Кан, в 4,5 км ниже устья р. Курыш, прожилок аплита в среднезернистом габбро-диабазе, рассекающем гранит	0,24	1870		»	
Любавинский пегматит, по мусковиту . . . . .	7,55	1690		»	

**Результаты определения возраста пород таракского комплекса**

Место взятия и характеристика проб	Содержание, %		
	U	Th	Pb
Левый берег р. Тарака у пос. Таежного, окварцованная зона в гранитах, по ортиту . . . . .	0,038	1,62	0,131
Левый берег р. Тарака выше пос. Таежного, порфировидный гранит, по монациту . . . . .	0,32	7,45	0,68
Там же, по циркону . . . . .	—	—	—
Русло р. Тарака, порфировидный гнейсо-гранит, по монациту	0,30	5,78	0,49
Русло р. Тарака, аллювий, по желтому монациту . . . . .	0,27	6,36	0,54
Там же, по бурому монациту . . . . .	0,21	5,94	0,42
Левый берег р. Курыш, 800 м от устья, гранит по монациту	0,22	5,61	0,42
Левый берег р. Курыш, 900 м от устья, катаклазированный мигматит-гранит, по монациту . . . . .	0,10	4,54	0,18
Левый берег р. Курыш, 2,5 км от устья, крупнозернистый массивный гранит, по монациту . . . . .	0,24	7,79	0,605
Там же, по циркону . . . . .	0,082	0,088	0,0165
Левый берег р. Курыш, 3 км от устья, равномернозернистый гранит, по монациту . . . . .	0,24	7,07	0,65
Правый берег р. Кан, в 4,5 км ниже устья р. Курыш, порфировидный гнейсо-гранит, по монациту . . . . .	0,12	4,71	0,42
Правый берег р. Кан, против Комаровского порога, мигматит, по монациту . . . . .	0,70	6,36	0,77
Уч-к Голубок, гранит, по монациту . . . . .	0,24	5,22	—
Левый берег р. Курыш, 1100 м от устья, пегматоидное выделение в граните, по монациту . . . . .	0,048	4,96	0,15
Р. Кан, в 2 км ниже устья р. Сокаревка, мигматит-гранит, по монациту . . . . .	0,26	7,6	0,614
Р. Немкина, между Большой и Малой Березовкой, мигматит-гранит, по монациту . . . . .	0,55	5,89	0,66
Там же, по циркону . . . . .	0,18	0,055	0,0326
Р. Кан, ниже устья р. Немкина, гранодиорит, по циркону	0,018	0,0072	0,013
Р. Кан, в 0,5 км выше устья р. Немкина, гранодиорит, по циркону . . . . .	0,012	0,043	0,0034

## Енисейского края уран-торий-свинцовым методом

Изотопный состав свинца ат, %				Возраст, млн. лет			
Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>207</sup>	Pb <sup>208</sup>	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{238}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$
0,133	8,44	2,75	88,68	1880 ± 180	1480 ± 80	1660 ± 150	1470 ± 90
0,035	12,9	1,9	85,17	1840 ± 70	1730 ± 60	1750 ± 70	1640 ± 90
0,38	61,97	12,21	25,41	1900 ± 100	—	—	—
0,084	16,57	2,93	80,42	1790 ± 70	1650 ± 65	1690 ± 85	1420 ± 100
0,013	12,69	1,56	85,74	1810 ± 55	1660 ± 70	1720 ± 70	1560 ± 110
0,032	11,07	1,61	87,29	1760 ± 55	1430 ± 60	1550 ± 60	1320 ± 90
0,076	13,22	2,44	84,26	1770 ± 70	1570 ± 65	1640 ± 80	1350 ± 95
0,13	14,76	3,01	82,1	1240 ± 125	1530 ± 120	1390 ± 125	670 ± 70
0,026	10,56	1,53	37,88	1900 ± 90	1700 ± 70	1750 ± 90	1500 ± 100
0,11	72,24	9,66	17,99	1800 ± 75	990 ± 50	1150 ± 60	575 ± 50
0,02	9,69	1,32	88,97	1790 ± 60	1700 ± 70	1720 ± 90	1740 ± 120
0,025	8,23	1,15	90,6	1610 ± 50	1800 ± 70	1700 ± 70	1710 ± 120
0,014	26,99	3,18	69,81	1740 ± 50	1900 ± 60	1810 ± 70	1780 ± 125
0,015	11,38	1,39	87,21	1740 ± 70	1190 ± 50	1370 ± 55	1340 ± 95
0,218	13,81	4,21	81,76	1330 ± 105	2060 ± 105	1700 ± 170	495 ± 35
0,009	11,13	1,34	87,52	1820 ± 70	1720 ± 60	1740 ± 70	1550 ± 90
0,015	23,08	2,81	74,1	1880 ± 75	1800 ± 70	1820 ± 70	1770 ± 100
0,09	82,42	10,21	7,28	1820 ± 120	1030 ± 50	1290 ± 50	435 ± 40
0,05	42,64	5,8	52,01	1810 ± 50	1950 ± 70	1860 ± 90	1930 ± 130
0,69	46,56	14,34	38,41	1760 ± 170	730 ± 40	1060 ± 100	250 ± 30



Результаты определения возраста пород таракского комплекса рубидий-стронциевым методом

Место взятия и характеристика проб	Содержание рубидия 87, %	Общее содержание стронция 87, %	Содерж. радиогенного стронция 87, %	$\frac{Rb^{87}}{Sr^{86}}$	$\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}$	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Р. Немкина, биотит из мигматит-гранита Березовского массива . . . . .						432	МГЗ
Р. Курыш, гранит, по биотиту . . . . .						554	»
Р. Курыш, р-н «Галочьих грив», гранит, по породе	0,00579	0,000748	0,000192	8,60	0,949	2060	Лаборатория геологии декабря То же
Там же, по биотиту . . . . .	0,01620	0,000458	0,000373	131,3	3,790	1640	
Р. Тарака, пос. Таежный, гранит . . . . .	0,00638	0,000691	0,000187	8,85	0,963	2060	»
Р. Кан, на 4,5 км ниже устья р. Курыш, гранит, по породе . . . . .	0,00718	0,001233	0,000206	4,95	0,841	2060	»
Там же, по микроклину . . . . .	0,01020	0,001427	0,000280	6,24	0,875	1960	»
Там же, по биотиту . . . . .	0,02610	0,000346	0,000237	187,5	2,390	640	»
Р. Казачья, среднее течение, гранит . . . . .	0,00623	0,000984	0,000181	5,44	0,861	2060	»
Р. Кан, район Комаровского порога, гранит, по микроклину . . . . .	0,01034	0,002282	0,000318	3,81	0,817	2120	»
Ксенолит гранита в диабазе, по породе . . . . .	0,00142	0,001275	0,000083	—	0,752	1550	»
Там же, по микроклину . . . . .	0,00070	0,001512	0,000113	—	0,760	1380	»
Там же, по мелкозернистому биотиту с эпидотом, хлоритом и альбитом . . . . .	0,00219	0,001705	0,000149	—	0,770	1820	»

торий-свинцового метода следует, что хорошей сходимостью обладают только единичные пробы, а для подавляющего большинства проб изотопные отношения показывают серьезные расхождения значений возраста. При этом часто имеет место следующая последовательность:

$$T_{\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}} > T_{\frac{Pb^{207}}{U^{235}}} \geq T_{\frac{Pb^{206}}{U^{238}}} > T_{\frac{Pb^{206}}{Th^{232}}}$$

свидетельствующая о потере минералом радиогенного свинца. Реже встречается обратное соотношение, обусловленное потерями урана. Анализ этих вариаций показывает, что хотя и наблюдается в общем хорошая сходимость цифр возраста, по различным изотопным отноше-

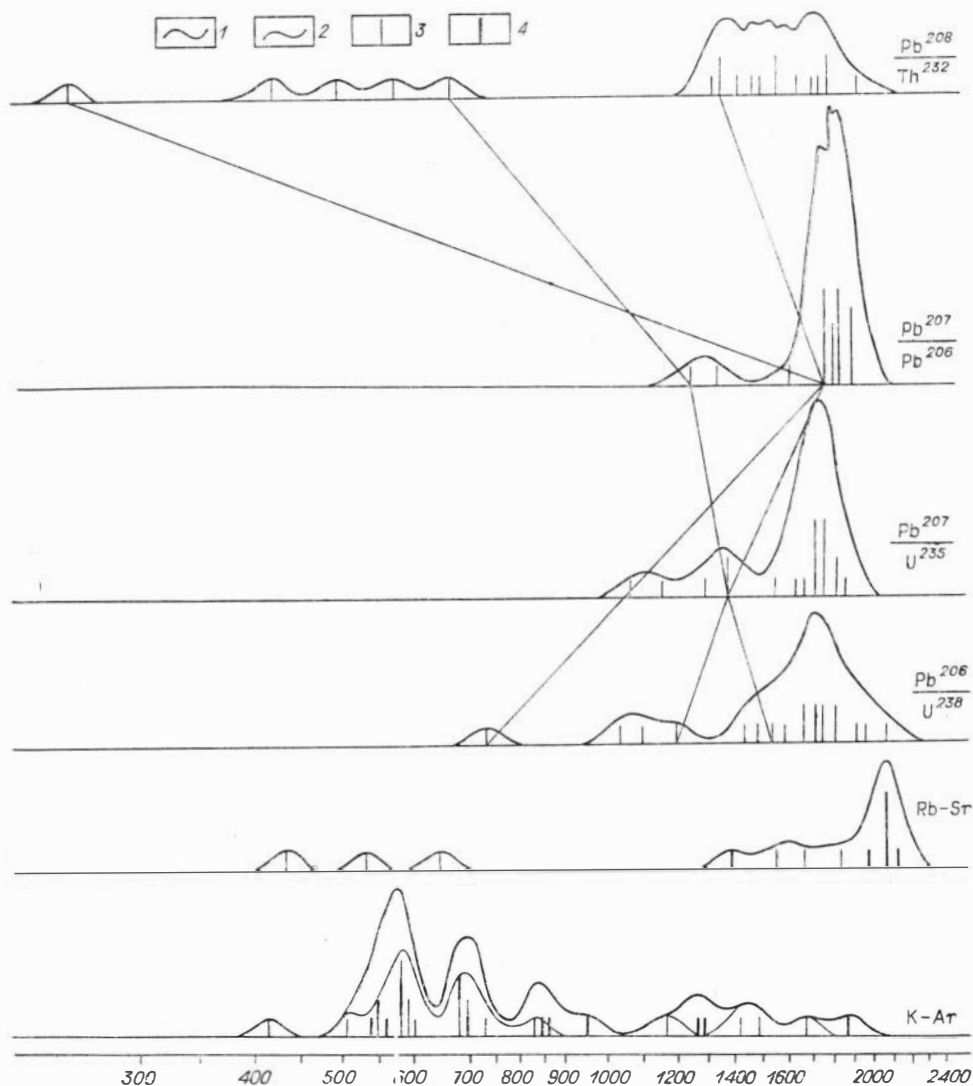


Рис. 5. Гистограммы значений возраста для пород Таракского интрузивного комплекса Енисейского края.

1 — при учете всех имеющихся значений возраста; 2 — при учете значений возраста, определенных по слюдам; 3 — возрастные значения по слюдам; 4 — возрастные значения по целсовому шпату или породе в целом.

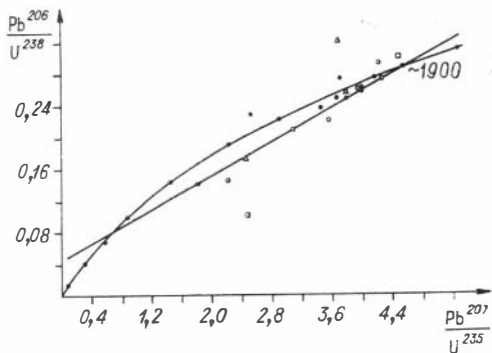


Рис. 6.

ниям, однако в силу изменений минералов, вызвавших потери последними материнских и дочерних продуктов радиоактивного распада, получаемые цифры характеризуют всего лишь возможную верхнюю возрастную границу процесса образования минералов и включающих их пород. Действительно, нанеся эти данные на график соответственных возрастов (рис. 6), видим, что возраст аксессуарных уран- и торий-содержащих минералов тарак-

ского комплекса близок к 1900 млн. лет. Эта цифра находится в хорошем соответствии с возрастным максимумом на гистограмме рубидий-стронциевого метода (около 2100 млн. лет).

Итак, совместное рассмотрение возрастных данных уран-торий-свинцового и рубидий-стронциевого методов позволяет уверенно датировать время формирования пород таракского комплекса значениями возраста 1900—2100 млн. лет, что по современной шкале отвечает ранним представлениям Г. И. Кириченко и Л. И. Антоновской (1958<sub>1</sub>) о нижнепротерозойском возрасте таракских гранитов. Датировка возраста гранитов, данная этими исследователями (1800—1900 млн. лет) на основе ранних определений абсолютного возраста уран-торий-свинцовым методом, оказывается не точной и не соответствующей действительному их стратиграфическому положению. Формирование таракского интрузивного комплекса следует связывать с беломорской эпохой складчатости.

Таракские гранитоиды прорваны разновозрастными жилами и дайками и локально изменялись наложенными процессами. Наличие и последовательность их не всегда устанавливаются геологическими наблюдениями, но хорошо выявляются в процессе геохронологических исследований. Наиболее полную информацию в этом отношении дает калий-аргоновый метод при определении возраста по слюдам, чутко откликающимся на метаморфические процессы. При определении абсолютного возраста пород таракского комплекса калий-аргоновым методом получен большой разброс возрастных значений от 1870 до 500 млн. лет (см. табл. 10). На гистограмме (см. рис. 5) отчетливо видно, что в пределах этого интервала возрастные значения распределены не равномерно, а группируются, давая серию хорошо выделяющихся максимумов: около 1300, 850, 700 и 570 млн. лет. При этом весьма важно подчеркнуть следующее: при хорошей сохранности минералов возрастные значения по полевым шпатам и слюдам не выходят за пределы статистически выделяемых возрастных групп. Поэтому максимумы гистограммы, построенной только по цифрам, полученным на слюдах, совпадают с максимумами гистограммы, построенной по цифрам, полученным на полевых шпатах или породе в целом (см. рис. 5).

Группы относительно молодого возраста слюд находятся в резком несоответствии как с представлениями о стратиграфическом положении Таракской интрузии, так и с данными других радиологических методов, по которым, как было показано, нижнепротерозойский возраст Таракской интрузии устанавливается вполне определенно. Таким обра-

зом, цифры по калий-аргоновому методу в данном случае характеризуют не действительный возраст пород, а приблизительно отвечают времени омолаживающих процессов. Наличие таких процессов подтверждается необычным соотношением получаемых значений возраста по гранитоидам и прорывающим их пегматитам из района Любавинского месторождения. Там возраст слюды из гранита определен цифрой 700 млн. лет, а из пегматита — 1690 млн. лет, т. е. возраст вмещающих пород оказался на целый миллиард лет меньше возраста включенных в них пегматитов. Подобные случаи отмечались в ряде других мест Сибири, в Карелии и на Кольском полуострове (Герлинг, Овчинникова, 1961). Вряд ли требуется доказывать, что такое соотношение цифр возраста ничем иным, как процессами омоложения вмещающих пород, объяснено быть не может. В полях регионального омоложения могут находиться также блоки, сохраняющие действительный возраст первичных пород. При этом, чем интенсивнее протекал омолаживающий процесс и чем чаще он повторялся, тем меньший объем временной информации о более древних событиях мог сохраниться. Эти положения хорошо подтверждаются на примере Таракской интрузии: на гистограмме (см. рис. 5) видно, что величина максимумов как по высоте, так и по ширине последовательности нарастает от древних к более молодым. Из сказанного, на наш взгляд, вытекают два вывода: 1. Полученное омоложенное значение возраста может или соответствовать возрасту наложенного процесса — и тогда на гистограмме данный пик будет расти в высоту или, являясь результатом частичного омоложения, не будет отвечать какому-либо определенному возрасту, а на гистограмме будет увеличивать фон между действительным и омоложенным значениями; 2. В областях, переживших сложную геологическую историю, нельзя доверять данным геохронологических исследований, полученным на единичных пробах. В таких регионах суждение об абсолютном возрасте той или иной породы, того или иного геологического процесса должно базироваться на анализе статистической совокупности значений возраста.

Выявляемые калий-аргоновым методом по слюдам этапы омоложения подтверждаются и данными других методов, хотя обычно рубидий-стронциевый и уран-торий-свинцовый методы дают цифры возраста, стоящие ближе к действительному возрасту пород или к возрасту их метаморфизма. Так, по данным уран-торий-свинцового метода достаточно четко выявляется ранний наложенный процесс, имевший место около 1300—1400 млн. лет назад. Он фиксируется цифрами, полученными для ряда проб по свинец-ториевому отношению (см. рис. 5). Рубидий-стронциевым методом и по отдельным пробам свинец-ториевыми отношениями фиксируются и более молодые этапы омоложения.

В заключение важно подчеркнуть, что намечающиеся этапы омоложения по данным геохронологических исследований таракского интрузивного комплекса (1300, 850, 700 и 570 млн. лет) сходны с таковыми для древнейших метаморфических образований кряжа. Это свидетельствует о правильности их выделения, об общности истории этих образований в послепалеозойское время, о единстве геологических процессов, обусловивших региональное омоложение.

Среднепротерозойских гранитоидов в пределах Енисейского кряжа не обнаружено. Одно время к среднепротерозойским образованиям относили тейский и посольненский интрузивные комплексы (Волобуев, Зыков, 1964) и с ними связывали метаморфизм пород тейской серии. Однако, как показали радиологические данные, оба эти комплекса формировались в более позднее время.

**Тейский интрузивный комплекс** был выделен М. И. Волобуевым (Волобуев, Зыков, 1963). В состав комплекса включаются рудниковские, чернореченские и другие гранито-гнейсы, вскрытые по р. Тея, в долине Енисея, а также в Южно-Енисейском кряже. Состав и строение их, по мнению М. И. Волобуева, свидетельствуют о метасоматическом происхождении. Характер пород и их взаимоотношения с вмещающими толщами указывают на большое сходство пород тейского комплекса с образованиями Посольненской интрузии Ю. А. Кузнецова. Да и возрастные данные говорят о близком времени их формирования. Так, для гнейсо-гранитов р. Тея по биотиту калий-аргоновым методом получен возраст 910 млн. лет, для пегматита из окрестностей Аяхтинского рудника, относимого к этому же комплексу, возраст по мусковиту определен в 895 млн. лет, а для мигматита р. Веснина Шиверная по биотиту — 950 млн. лет. В других случаях получены несколько более низкие значения, но в общем возраст их, как правило, не опускается ниже 850 млн. лет. Уран-торий-свинцовым методом по циркону из гнейсо-гранита Тейского массива (правый берег р. Тея) получен значительный разброс значений возраста ( $\frac{T_{Pb^{207}}}{Pb^{206}} = 910 \pm 50$ ,  $\frac{T_{Pb^{206}}}{U^{238}} =$

$= 485 \pm 25$ ,  $\frac{T_{Pb^{207}}}{U^{235}} = 565 \pm 35$ ,  $\frac{T_{Pb^{208}}}{Th^{232}} = 330 \pm 30$  млн. лет). М. И. Волобуев, С. И. Зыков и др. (1966) посчитали возможным принять возраст этого циркона  $910 \pm 50$  млн. лет. По циркону из гранитоидов Прохоровского массива (Южно-Енисейский кряж) получены также сильно расходящиеся значения возраста. Графический прием интерпретации этих данных по методу Гаутерманса в координатах  $\frac{Pb^{206}}{Pb^{207}}$  позволил

оценить возраст этих цирконов в одном случае в  $970 \pm 70$  млн. лет, в другом — в  $1000 \pm 100$  млн. лет (Волобуев, 1967). По микроклину из пегматитов р. Кондуяк возраст уран-торий-свинцовым методом оценен в  $940 \pm 100$  млн. лет, а по мусковиту калий-аргоновым методом — в 895 млн. лет. Мусковит из пегматита р. Торжиха показал возраст 930 млн. лет. Анализ этих данных позволил М. И. Волобуеву оценить время формирования интрузий тейского комплекса около 950 млн. лет.

**Посольненская интрузия**, по данным Ю. А. Кузнецова (1941), представлена линейными и акмолитовыми телами мелкозернистых розовых микроклиновых гранитов, имеющих явно метасоматический характер и отличающихся большим разнообразием состава. Эта «интрузия» проявилась главным образом в виде метасоматической фельдшпатизации с развитием гранитизированных пород (гнейсов) порфиробластической структуры. Нефельдшпатизированные вмещающие породы архейского и нижнепротерозойского возраста в пределах широкого контактового ореола приобретают облик кристаллических сланцев амфиболитовой фации. С этой же интрузией связываются секущие тела адамеллитового состава и многочисленные аплито-пегматитовые жилы.

Возраст интрузий посольненского комплекса геологическими методами не определяется. Исходя из предполагаемых связей с ним метаморфизма нижнепротерозойских отложений и учитывая, что в базальных конгломератах верхнепротерозойской сухопитской серии имеются гальки, сходные по составу с породами тейской серии, было высказано предположение о нижнепротерозойском возрасте посольненских гранитоидов и их производных.

В табл. 13 приведены имеющиеся данные по определению абсолютного возраста пород посольненского интрузивного комплекса калий-аргоновым методом. Обращает внимание значительный разброс

Результаты определения абсолютного возраста интрузий посольненского комплекса калий-аргоновым методом

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Посольненский массив, мелкозернистый биотитовый, слабо огнейсованный гранит, по биотиту . . . . .	4,12	390	МГУ
Нижнее течение р. Посольная, гранит, по биотиту . . . . .	5,43	540	Лаборатория геологии докембрия
Там же, гранит-мигматит, по биотиту . . . . .	6,87	560	
Р. Посольная, мигматит, по биотиту . . . . .	5,38	600	МГУ
Там же, гранит, по биотиту . . . . .		560	»
Там же, гранит, по микроклину . . . . .	7,80	652	ИГиГ СО АН СССР
Там же, гранит, по мусковиту . . . . .	4,80	935	»
Р. Посольная, в 3—4 км выше устья, дайка мусковитовых гранитов, прорывающая гнейсы енисейского комплекса . . . . .	3,70	664	»
Дер. Чистоколка, гранит, по биотиту . . . . .	6,00	470	
Там же, гранит, по полевому шпату . . . . .	7,21	480	Лаборатория геологии докембрия
Казаминский массив, порфиридные граниты, по биотиту . . . . .	4,61	1010	МГУ
Там же, порфиробластовый гранит, по биотиту . . . . .	6,48	275	»
Чернореченский массив, порфиробластовый гнейсо-гранит, по биотиту . . . . .	4,66	747	»
Р. Ангара, стрелковский гранит, по биотиту . . . . .	4,57	800	»
Там же, по микроклину . . . . .		1080	»
Чиримбинский массив, гнейсовидные светло-серые граниты, по биотиту . . . . .	4,12	720	»
В 3 км севернее пос. Чиримба, сподумен-биотитовый сланец, по биотиту . . . . .	6,63	590	»

Примечание. По данным М. П. Волобуева и др. (Волобуев, Зыков, Мусатов и др., 1964). абсолютный возраст посольненского мигматит-гранита (р. Посольная), определенный рубидий-стронциевым методом по биотиту, равен 907 млн. лет.

цифр от 1080 до 275 млн. лет, что вообще характерно для пород, подвергавшихся воздействию неоднократно накладывавшихся метаморфических процессов. Большая часть цифр группируется вблизи значения 600 млн. лет, что соответствует одному из этапов омоложения, выявленному и по древним породам. Наиболее древние цифры отвечают в среднем 900 млн. лет, что согласуется со значением возраста 907 млн. лет, полученным рубидий-стронциевым методом для биотита из мигматит-гранита р. Посольная.

Свинцовым методом возраст Посольненской интрузии определен по циркону из свежих гранитов левобережья р. Посольная выше с. Кузьмодемьяновка (табл. 14). Полученные значения возраста по разным отношениям изотопов имеют удовлетворительную сходимость при среднем возрасте  $810 \pm 60$  млн. лет. Тем же значением, около 800 млн. лет, оценивается возраст посольненских интрузий по методу Аренса-Везерилла (рис. 7).

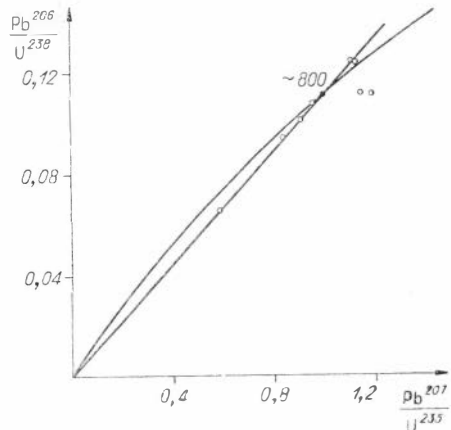


Рис. 7.

Результаты определения возраста пород посольненского комплекса Енисейского края свинцовым методом

Место взятия и характеристика проб	Содержание, %				Изотопный состав свинца, ат. %				Возраст, млн. лет			
	U	Th	Pb	Pb	Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>207</sup>	Pb <sup>208</sup>	Pb <sup>207</sup> Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>206</sup> U <sup>238</sup>	Pb <sup>207</sup> U <sup>235</sup>	Pb <sup>208</sup> Th <sup>232</sup>
Левый берег р. Посольная, в 9 км от устья, выше с. Кузьмелемяновка, гранит, по широкону . . . . .	0,09	0,09	0,02	0,42	62,68	10,01	26,89	770 ± 80	870 ± 35	840 ± 80	770 ± 60	
Правый берег р. Ангары у Стрелковского порога, гранит, по монашцу . . . . .	0,24	5,84	0,28	0,12	12,2	2,55	85,13	950 ± 115	840 ± 85	860 ± 100	850 ± 50	
Левый берег р. Тасеевая выше с. Кондаки, гранит, по монашцу . . . . .	0,69	6,41	0,36	0,04	23,33	2,27	74,36	1030 ± 125	840 ± 35	880 ± 60	900 ± 55	
Верхнее р. Правая Немчана, гнейсо-гранит Каламинского массива, по монашцу . . . . .	0,34	4,49	0,668	0,03	18,34	1,64	79,99	820 ± 40	2220 ± 90	1460 ± 70	2460 ± 150	
Правый склон долины р. Правая Немчана, биотитовый гнейсо-гранит Каламинского массива, по монашцу . . . . .	0,44	4,67	0,234	0,028	20,05	1,73	78,19	830	760	760	850	
Посольненский гранит, по ширкону . . . . .	0,049	0,041	0,0055	0,33	63,23	8,81	27,63	790	475	530	430	

Для стрелковских гранитов, относимых к тому же посольненскому комплексу, свинцовым методом определен возраст  $875 \pm 75$  млн. лет, а для гранитов р. Тасеевая выше с. Кондаки —  $910 \pm 70$  млн. лет.

Приведенные данные показывают, что формирование интрузий посольненского (посольно-ангарского по М. И. Волобуеву) комплекса могло проходить в интервале времени от 1000 до 800 млн. лет. Вероятнее всего, возраст этих интрузий должен оцениваться около  $900 \pm 100$  млн. лет и, таким образом, является близким к времени формирования интрузий тейского комплекса.

Помимо отмеченных интрузий к посольно-ангарскому комплексу М. И. Волобуевым (1967) относятся и граниты Нижнеканского массива. Поскольку представления о возрасте этой интрузии очень противоречивы, этот вопрос требует специального рассмотрения.

#### Нижнеканская интрузия

Красных порфировидных гранитов образует дискордантные плутоны. В эндоконтакте граниты несколько гибридизированы и сменяются гранодиоритами. Вмещающие породы подверглись нормальной роговиковой перекристаллизации. Аплит-пегматитовые дайки малочисленны и слабо минерализованы. Возраст этих пород определялся калий-аргоновым, рубидий-стронциевым и уран-торий-свинцовым методами. Калий-аргоновым и рубидий-стронциевым (табл. 15) методами получены данные, достаточно хорошо сходящиеся, но указывающие на резкое омоложение возра-

## Результаты определения возраста пород нижнеканского интрузивного комплекса

Место взятия и характеристика проб	По данным калий-аргонового метода		По данным рубидий-стронциевого метода						Определения выполнены
	содержан. калия, %	возраст, млн. лет	содержан. рубидия 87, %	содержан. общего стронция 87, %	содержан. радиогенного стронция 87, %	$\frac{Rb^{87}}{Sr^{86}}$	$\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}$	возраст, млн. лет	
Устье р. Немкина, гранит . . . . .	—	—	0,00467	0,00052	0,0000347	5,66	0,751	535	Лаборатория геологии докембрия МГУ
Р. Кан, гранит, по полевому шпату . . . . .	4,5	285	0,099	—	—	—	—	235	
Р. Кан, у впадения р. Рыбная, гранит, по биотиту . . . . .	6,36	480	—	—	—	—	—	—	Лаборатория геологии докембрия
Диабаз из дайки . . . . .	0,58	505	—	—	—	—	—	—	
Р. Кан, в 2,5 км ниже впадения р. Кужет, гранит, вмещающий пегматит с возрастом 535 млн. лет по Rb—Sr-методу	—	—	0,00110	0,00519	0,0000124	0,18	0,711	535	»
Там же, по микроклину . . . . .	10,07	470	—	—	—	—	—	—	»
Там же, по биотиту . . . . .	6,20	470	—	—	—	—	—	—	»
Белогорский гранит, по микроклину . . . . .	9,97	550	—	—	—	—	—	—	МГУ
Р. Кан, выше Косого порога, гранит, по биотиту . . . . .	5,28	550	—	—	—	—	—	—	»
Там же, по полевому шпату . . . . .	8,09	610	—	—	—	—	—	—	»
Р. Кан, Косой порог, по полевому шпату	6,90	565	—	—	—	—	—	—	»
Р. Кан, ниже шиверы Рыбной, гранит, по биотиту . . . . .	6,43	575	—	—	—	—	—	—	»



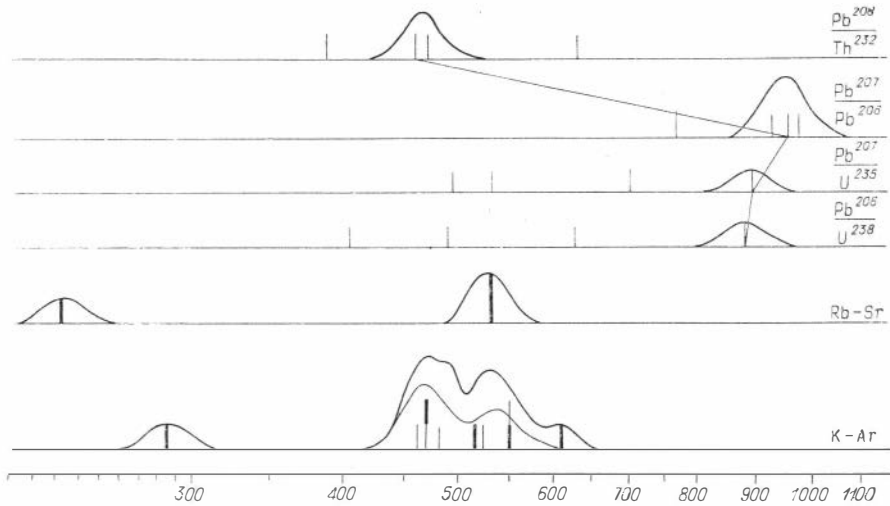


Рис. 8. Гистограммы возраста пород Нижнеканского интрузивного комплекса.  
Усл. обозначения см. рис. 5.

ста этих образований. Главная группировка цифр (рис. 8) концентрируется в интервале 460—550 млн. лет, отвечая самому последнему этапу омоложения. Аналогичный по возрасту этап метаморфизма фиксируется и свинцово-ториевым отношением. При определении возраста уран-торий-свинцовым методом (табл. 16) только в одном случае получено относительно удовлетворительное схождение цифр возраста по трем отношениям изотопов. В остальных случаях получались резкие различия в значениях возраста, в общем подчиняющиеся закономерности:  $T_{\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}} > T_{\frac{Pb^{207}}{U^{235}}} \geq T_{\frac{Pb^{206}}{U^{235}}} > T_{\frac{Pb^{206}}{Th^{232}}}$ . Это указывает на вынос преимущественно свинца из исследуемых минералов после их образования. Нанесение этих данных на график соответственных возрастов в координатах  $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$  —  $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$  (рис. 9) показывает, что все три характеристические точки легли практически на одну линию, а продолжение последней до пересечения с кривой соответственных возрастов позволяет оценить возраст гранитов Нижнеканской интрузии около 900 млн. лет. Таким образом, радиологические методы подтверждают, с одной стороны, представление Ю. А. Кузнецова и М. И. Волобуева о практической синхронности посольненских и нижнеканских интрузивных образований, а с другой — представление Т. М. Дембо (Кузнецов Ю. А., Дембо, 1961), отвергавшего нижнепротерозойский возраст какого-либо из этих комплексов, что допускали Ю. А. Кузнецов (1941, 1952, 1963), О. А. Глико (1957) и др.

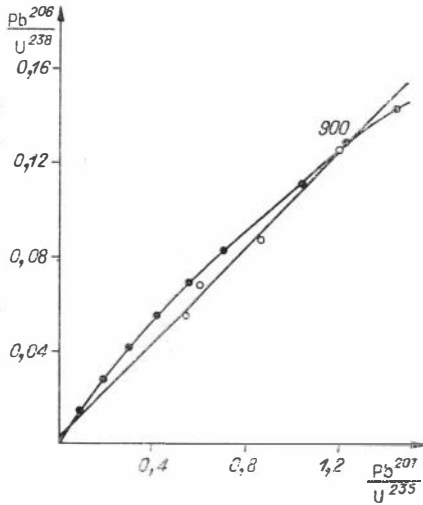


Рис. 9.

В связи с этим необходимо напомнить, что Э. К. Герлинг и Ю. М. Артемов (1964), основываясь на значениях возраста 460—550 млн. лет, полученных калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами для нижнеканских гранитов и связанных с ним пегматитов, пришли к выводу об их нижнепалеозойском возрасте. Как показано выше, этому противоречат данные уран-торий-свинцового метода. В то же время аномально низкие значения возраста при расчете по отношению  $\frac{Rb^{208}}{Th^{232}}$  свидетельствуют о наличии нижнепалеозойского процесса, наложившегося на нижнеканские породы.

Таким образом, ни Посольненская, ни Нижнеканская и ни Тейская (если она существует как самостоятельная) интрузии не могли явиться первопричиной метаморфизма нижнепротерозойских образований. Формируясь в верхнепротерозойское время, они, внедряясь в нижнепротерозойские образования, хотя и могли оказывать метаморфическое воздействие на последние, но продукты размытия этих интрузий и метаморфизованных ими пород никак не могли попасть в виде галек в базальные конгломераты сухопитской серии, имеющей значительно более древний возраст.

**Аяхтинский интрузивный комплекс** выделен М. И. Волобуевым и Д. И. Мусатовым (Волобуев, Зыков, Мусатов и др., 1964). В пределах Енисейского края к нему относятся только собственно Аяхтинская интрузия.

В отличие от гранитоидов других интрузивных комплексов аяхтинские граниты характеризуются почти полным отсутствием в их составе аксессуарного монацита, но зато во всех разностях имеется ортит. С этой интрузией генетически связаны ортитоносные пегматиты. По этим признакам, а также по материалам геохронологических исследований к аяхтинскому комплексу также могут быть отнесены ортитоносные пегматиты верховьев р. Кан (водораздел Тунгусик — Темная), расположенные уже в пределах Восточного Саяна.

Таблица 16

Место взятия и характеристика проб	Содержание, %				Изотопный состав свинца, ат. %				Возраст, млн. лет			
	U	Th	Pb	Pb	Rb <sup>206</sup>	Rb <sup>207</sup>	Rb <sup>208</sup>	Pb <sup>208</sup>	Rb <sup>206</sup>	Rb <sup>207</sup>	Rb <sup>208</sup>	Th <sup>232</sup>
Устье р. Б. Метляковка, аллювий, монацит	0,066	4,56	0,09	0,075	5,32	1,43	93,18	920±80	405±20	495±50	395±30	
Р. Кан, ниже о-ва Кужет, гнейсо-гранит, по монациту	0,27	7,58	0,21	0,2	12,06	3,61	34,13	770±190	490±40	535±95	470±50	
Левый приток р. Кан, выше Косого порога, аллювий, монацит	0,05	3,17	0,10	0,053	5,41	1,27	93,26	970±100	625±40	700±60	630±40	
Р. Кан, шивера Сокольная, гранит, по циркону	0,049	0,068	0,048	1,19	32,89	19,04	46,88	950±450	8·0±70	890±270	460±160	
Правый берег р. Кан, выше шиверы Рыбной, гранит, шивера	0,017	—	0,0027	0,90	39,82	15,37	43,91	800±150	290±20	350±55		
Подпориты внутри поля розовых нижнеканских гранитов, по циркону												

Для аяхтинских гранитов имеются только единичные определения абсолютного возраста. Калий-аргоновым методом (табл. 17) получены сходные значения — 648 и 670 млн. лет. Исследования циркона из гранитов в районе Большого порога на р. Б. Пит и ортита из пегматитов Аяхтинского месторождения уран-торий-свинцовым методом показали большой разброс возрастных значений от 2240 до 280 млн. лет (табл. 18). Неудовлетворительная сходимость возрастных значений по разным изотопным отношениям затрудняет оценку действительного возраста аяхтинских гранитов. М. И. Волобуев, С. И. Зыков, Д. И. Мусатов и другие (1964) при выяснении возраста аяхтинских гранитов исходили из того, что датирование минералов с возрастом менее 600—700 млн.

Таблица 17

Результаты определения возраста аяхтинских гранитов калий-аргоновым методом

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия	Возраст, млн. лет
Р. Ангара, у Большого порога, гранит, по биотиту . . . . .	7,08	648
Р. Б. Пит, зона мигматизации, гранит, по биотиту . . . . .	6,89	670
Левый берег р. Б. Пит, на 5,5 км выше устья р. Аяхты, филлитовый сланец удерейской свиты в 0,5 км от контакта с Аяхтинским гранитным массивом	2,78	580

лет по отношению изотопов  $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$  ненадежно из-за незначительного содержания в них радиогенного свинца 207 и в связи с этим неточности его определения. По этой же причине ненадежно и значение возраста, подсчитанное по отношению  $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$ . В таких случаях наиболее

вероятный возраст минерала определяется по отношениям:  $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$  и

$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$ . Для циркона из района Большого порога р. Б. Пит возрастные значения по этим отношениям соответственно равны 670 и 570 млн. лет или в среднем возраст близок 620 млн. лет. Для ортита из аяхтинских пегматитов по отношению  $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$  получены значения 570 и 590 млн.

лет, а по отношению  $\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$  — 280 и 600 млн. лет. Эти данные позво-

лили М. И. Волобуеву, С. И. Зыкову и другим исследователям прийти к выводу, что аяхтинские граниты не старше 620 млн. лет. Хотя рассуждения авторов во многом справедливы, само заключение о возрасте аяхтинских гранитов спорно. Прежде всего обращает на себя внимание необычное расхождение возрастных данных по калий-аргоновому (650—670 млн. лет) и уран-торий-свинцовому (620 млн. лет) методам. Далее, расхождение значений возраста по свинцовому методу во всех случаях подчиняется неравенству:  $T_{\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}} > T_{\frac{Pb^{207}}{U^{235}}} > T_{\frac{Pb^{206}}{U^{238}}} > T_{\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}}$ ,

что, как известно, указывает на преимущественный вынос свинца. Возрастные значения, полученные по отношению  $\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$  в пределах от 280 до 600 млн. лет, могут указывать на наличие, по крайней мере, двух этапов метаморфизма — нижнепалеозойского и герцинского.

Бесспорность последнего признается М. И. Волобуевым, С. И. Зыковым, Д. И. Мусатовым и др. (1964) и, по-видимому, может связываться с внедрением кийских нефелиновых сиенитов, для которых калий-аргоновым методом по биотиту и полевому шпату определен возраст 260 и 267 млн. лет. Нижнепалеозойский этап омоложения, возможно, связан с формированием столбовского граносиенитового комплекса (табл. 19), расположенного вблизи Енисейского кряжа в Восточно-Саянских структурах.

Если нанести имеющиеся возрастные данные, полученные уран-торий-свинцовым методом, на график соответственных возрастов (рис. 10), то возраст аяхтинских гранитов можно оценить в интервале 900—1000 млн. лет, что позволяет их рассматривать как образования, синхронные с посольненскими и нижнеканскими гранитоидами.

Таким образом, имеющиеся немногочисленные данные позволяют, в зависимости от подхода к интерпретации цифр, оценивать возраст аяхтинских гранитов в широком диапазоне времени. Дальнейшие исследования должны помочь дать объективное решение этого вопроса. Несомненно, важно то обстоятельство, что аяхтинские граниты ортитоносны. Этот тип минерализации не специфичен для рассмотренных выше интрузий. В Восточном Саяне ортитоносными являются интрузии

Таблица 18

Результаты определения возраста интрузивных пород аяхтинского комплекса Енисейского кряжа уран-торий-свинцовым методом

Место взятия и характеристика проб	Содержание, %				Изотопный сост. свинца, ат. %				Возраст, млн. лет				
	U	Th	Pb	Pb	Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>207</sup>	Pb <sup>208</sup>	Pb <sup>206</sup> /U <sup>238</sup>	Pb <sup>207</sup> /Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>206</sup> /U <sup>235</sup>	Pb <sup>207</sup> /U <sup>235</sup>	Pb <sup>208</sup> /Th <sup>232</sup>	Pb <sup>208</sup> /Th <sup>232</sup>
Р. Б. Пит у Большого порога, гранит, по циркону	0,11	0,14	0,034	0,81	44,14	14,53	40,52	670 ± 40	980 ± 180	670 ± 40	730 ± 110	570 ± 70	570 ± 70
Р-н устья р. Б. Пит, гранит, по циркону	0,024	0,073	0,0348	1,34	25,73	21,1	51,83	505 ± 70	2240 ± 2000	505 ± 70	920 ± 250	535 ± 140	535 ± 140
Аяхтинское пегматитовое поле, пегматит, по ортиту	0,0025	0,013	0,0021	1,17	29,32	18,52	50,99	570 ± 50	1050 ± 700	570 ± 50	650 ± 260	280 ± 60	280 ± 60
Аяхтинское пегматитовое поле, пегматит, по ортиту	0,057	0,28	0,014	0,15	35,69	4,96	53,20	590 ± 40	1230	590 ± 40	720	600	600
Контакт Ногатинского гранитного массива с известняками пегматинской свиты, по ортиту	0,038	0,26	0,0143	0,71	29,98	11,93	57,38	660 ± 45	670 ± 180	660 ± 45	520 ± 110	380 ± 35	380 ± 35
Там же, везувиан	—	—	—	0,09	80,08	6,54	—	—	800 ± 35	—	—	—	—

Результаты определения возраста сиенитов столбовского комплекса калий-аргоновым методом

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Заповедник «Столбы», сиенит, по биотиту . . . . .	7,18	470	Лаборатория геологии докембрия
Р. Сев. Немкина, сиенит . . . . .	3,75	635	МГУ
Заповедник «Столбы», северо-западная часть Столбовского массива, щелочной сиенит . . . . .	3,65	396	Институт геологических наук АН Арм. ССР
Заповедник «Столбы», столб «Дед», щелочной сиенит . . . . .	3,79	418	То же
Левый берег Енисея, у плотины Красноярской ГЭС, Шумихинский массив, нордмаркит . . . . .	3,42	396	»
Там же, сиенит-порфир из жилы в граносиенитах . . . . .	3,42	496	»
Там же, Ошаровский массив, гранодиорит . . . . .	4,30	333	»
Там же, Ошаровский массив, гранодиорит . . . . .	2,96	332	»
Там же, вблизи плотины Красноярской ГЭС, лабрадорный порфирит из вулканогенной толщи, вмещающей Шумихинский массив	1,93	505	2
			2

байкалид. Ортит имеется и в составе гранитоидов Ногатинского массива Енисейского кряжа. Граниты этого массива, по данным М. И. Волобуева (1967), прорывают нижние толщи тасеевской серии. Принадлежность последней к верхам докембрийского разреза определено устанавливается как геологическими, так и радиологическими методами. Для Ногатинского массива имеется практическое одно определение возраста уран-торий-свинцовым методом по ортиту, выделенному из скарнов на контакте гранита с известняками пенченгинской свиты. По разным изотопным отношениям получен значительный разброс цифр от 670 до 380 млн. лет (см. табл. 18). На графике соответственных возрастов характеристическая точка этого ортита (см. рис. 10, крестик) легла выше кривой, что указывает на изменение минерала, сопровождавшееся преимущественным выносом урана.

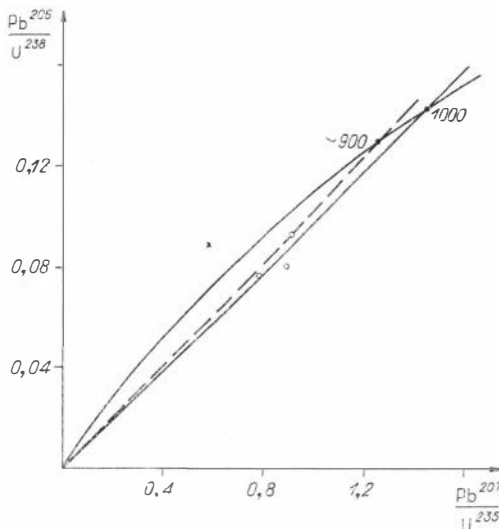


Рис. 10.

Для везувия по отношению  $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$

определен возраст 800 млн. лет. Как видно, надежность имеющихся возрастных цифр далеко не велика, а интерпретация их весьма затруднительна. Поэтому, несмотря на общность характера минерализации, представление о синхронности аяхтинского и ногатинского гранитов требует дополнительных доказательств.

В табл. 20 приведены данные по определению абсолютного возраста калий-аргоно-

Результаты определения возраста интрузивных пород Заангарской части Енисейского  
кряжа калий-аргоновым методом

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Р. Кня, приконтактовая часть нефелинового массива, по биотиту	6,91	260	Лаборатория геологии декабря
Там же, нефелиновый сиенит . . . . .	5,56	267	
Р. Татарка, верхнее течение, гранит по биотиту . . . . .	5,34	600	То же
Там же, нефелиновый сиенит, по лепидомелану . . . . .	6,72	609	МГУ
Татарский массив, сиенит, по лепидолиту . . . . .	—	660	По данным А. Д. Есикова и др. (1962)
Р. Татарка, Татарский массив, гранит, по биотиту . . . . .	6,45	700	МГУ
Татарский массив, гранит, по биотиту . . . . .	—	716	»
Р. Татарка ниже руч. Зимовейного, Татарский массив, гранит, по биотиту . . . . .	5,63	876	»
Р. Татарка, среднее течение, пегматитовая жила среди нефелинового сиенита, по биотиту . . . . .	6,13	750	Лаборатория геологии декабря
Р. Кня, нижнее течение, пегматит, по мусковиту . . . . .	8,36	750	То же
Р. Татарка, пегматит, по нефелину	4,57	570	МГУ

вым методом для некоторых гранитов и сиенитов Заангарской части Енисейского кряжа, в табл. 21 — возрастные значения, полученные рубидий-стронциевым методом для тех же пород. Большинство имеющих цифр возраста относится к **Татарскому гранитному массиву**. За исключением одного определения, все значения возраста для пород этого массива близки между собой и колеблются в интервале 876—600 млн. лет (табл. 21). При этом для тех пород, по которым калий-аргоновым методом получены самые молодые значения возраста (660—600 млн. лет), рубидий-стронциевым методом определен более древний возраст — 820—707 млн. лет. Основываясь на имеющихся данных, возраст татарских гранитов можно оценивать в интервале 850—750 млн. лет. Для более точной их датировки существующих материалов пока недостаточно.

В последнее время по геологическим и геохимическим соображениям выделяется **порожнинский комплекс субвулканических гранитов**. Небольшое число определений возраста было выполнено калий-аргоновым методом. Для щелочных гранитов Порожнинского массива, по

Т а б л и ц а 21

Результаты определения возраста интрузивных пород Заангарской части  
Енисейского кряжа рубидий-стронциевым методом

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Р. Татарка, Татарский массив, гранит, по биотиту	158±50	МГУ
Татарский массив, сиенит . . . . .	707	По данным А. Д. Есикова и др. (1962)
Там же, верхнее течение, гранит, по микроклину . . . . .	820	Лаборатория геологии декабря

Результаты определения возраста пегматитов Енисейского кряжа рубидий-стронциевым методом

Место взятия и характеристика проб	Содержание рубидия, %	Общее содержание стронция 87, %	Содержание радиогенного стронция 87, %	$\frac{Rb^{87}}{Sr^{86}}$	$\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}$	Возраст, млн. лет
Р. Кап в 2,5 км ниже впадения р. Кужет, пегматит среди нижнекапских гранитов . . . . .	0,00615	0,00033	0,0000457	15,32	0,823	535
Там же, пегматит, секущий диабаз (возраст по калий-аргоновому методу 505 млн. лет), диабаз рассекает нижнекапские граниты . . . . .	0,00436	0,000257	0,0000326	13,79	0,812	535
Р. Тасеева, кондаковские пегматиты, по мусковиту . . . . .	0,0246	0,000288	0,00023	301,0	3,54	650
Баргинское пегматитовое поле, жила «Гигант», по мусковиту . . . . .	0,02620	0,000266	0,000211	337,8	3,43	575
Там же, по микроклину . . . . .	0,01498	0,000672	0,000142	20,06	0,90	690
Там же, по биотиту . . . . .	0,04630	0,000387	0,000346	781,0	6,54	535
Р. Курыш в 1 км от устья, Таракский массив, пегматондное выделение в граните, по микроклину . . . . .	0,01100	0,001641	0,000309	5,80	0,866	2000
Р. Немкина, ниже впадения р. Березовка, пегматондное выделение в гранито-гнейсе . . . . .	0,00704	0,001143	0,00021	5,32	0,861	2060
Р. Курыш, р-н «Галочных грив», пегматит среди гранита, по микроклину . . . . .	0,01422	0,000624	0,000415	47,8	2,100	2070
Р. Кап, шивера Каренькая, пегматондная жила среди гнейсов енисейского комплекса, по микроклину . . . . .	0,01309	0,002621	0,000471	4,26	0,854	2550
Там же, по породе . . . . .	0,00708	0,001474	0,000255	4,07	0,847	2550

Примечание. М. И. Волобуевым, С. И. Зыковым, Н. И. Ступниковой и другими в статье «Геохронология Енисейского кряжа» (кн. «Абсолютный возраст геологических формаций». Изд-во «Наука», 1964) для мусковита из кондаковских пегматитов р. Тасеева приводится возраст в 178 млн. лет.

данным М. И. Волобуева (1967), возраст определен в 630 млн. лет, а для кварцевых порфиров верховья р. Вороговка — от 600 до 700 млн. лет.

Последокембрийские гранитоиды в Енисейском кряже неизвестны. В Заангарской части кряжа развиты щелочные породы, относимые к татарскому и кийскому комплексам.

**Татарский комплекс** включает щелочные сиениты Среднетатарского массива и кварцево-полевошпатовые жилы севера Енисейского кряжа. Возраст сиенитов, по данным М. И. Волобуева (1967), определен по лепидомелану в 609 млн. лет. Нефелин из пегматитов имеет возраст 570 млн. лет. По эшениту уран-торий-свинцовым методом возраст определен в  $560 \pm 40$  млн. лет, по циркону —  $540 \pm 50$  млн. лет. Для торита из кварцево-полевошпатовых жил щелочного комплекса бассейна р. Тея уран-торий-свинцовым методом определен возраст в  $560 \pm 40$  млн. лет, а для смолки — в  $520 \pm 30$  млн. лет. В целом возраст щелочных пород татарского комплекса М. И. Волобуевым (1967) оценивается в  $550 \pm 50$  млн. лет.

**Щелочные породы кийского комплекса**, по данным Н. В. Самойловой (Кузнецов Ю. А., Дембо, 1961), залегают среди гранитов и гранито-гнейсов верхнепротерозойского возраста, выступающих в ядре антиклинальной структуры, крылья которой сложены, по одним материалам, кембрийской, по другим — девонской красноцветной толщей, трансгрессивно налегающей на граниты и гнейсы. К северу и югу от Кийского щелочного массива расположено несколько почти горизонтальных пластовых интрузий, залегающих как среди терригенных пород красноцветной толщи, так и среди пород, приуроченных к поверхности несогласия между докембрийскими гранитоидами и палеозойскими красноцветами. Возраст кийских щелочных интрузий неясен. Возможно, он додевонский, возможно, и более молодой. Л. И. Антоновская (1958) указывает, что в низах нерасчлененной песчано-конгломератовой условно девонской толщи, развитой вблизи Кийского массива, обнаружены гальки щелочных пород. Если считать, что возраст песчано-конгломератовой толщи соответствует верхам среднего девона, то не исключена возможность девонского возраста и щелочных интрузий.

Для кийских нефелиновых сиенитов известны два хорошо сходящиеся между собой определения возраста, выполненные калий-аргоновым методом: по биотиту — 260 млн. лет, по полевоому шпату — 267 млн. лет. (см. табл. 20). На их основании можно сделать заключение о позднегерцинском (пермском) возрасте нефелиновых сиенитов. Этому не противоречит и изотопный состав свинца галенита, выделенного из нефелинового сиенита (Жиров, Артемов, Волобуев и др., 1960):  $\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} = 18,41$ ;  $\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} = 15,30$ ;  $\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}} = 36,78$ ;  $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}} = 0,831$ .

Однако представление о столь молодом возрасте кийских нефелиновых сиенитов не соответствует геологическим данным, свидетельствующим о значительно более раннем времени их формирования.

**Пегматитовые образования**, широко развитые в Енисейском кряже, генетически связаны с разновозрастными интрузивными комплексами. Разновозрастность пегматитов подтверждается и радиологическими данными (табл. 22, 23, 24). Наиболее древние пегматиты располагаются среди пород енисейского метаморфического комплекса. Для них рубидий-стронциевым методом определен возраст 2500 млн. лет (см. табл. 22). Наличие пегматитов с таким возрастом не только подтверждает архейский возраст енисейского комплекса, вмещающего эти пегматиты, но и указывает на древнейший этап магматизма в истории Енисейского кряжа, соответствующий родезийской эпохе складчатости.



**Результаты определения возраста пегматитов Енисейского края  
калий-аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проба	Содержание калия, %	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Рудник Слюдбарга, пегматит, по мусковиту	7,70	763	ИГиГ СО АН СССР
Там же, по полевому шпату	10,00	466	»
Там же, по биотиту	7,73	488	»
Баргинское пегматитовое поле, жила «Гигант», по мусковиту	8,55	550	Лаборатория геологии декабря
Там же, по микроклину	11,15	540	То же
Там же, по биотиту	7,46	530	»
Там же, пегматит, по мусковиту	8,55	330	МГУ
Баргинское пегматитовое поле, жила «Марковская заявка», по мусковиту	8,33	350	»
Там же, жила «Набережная заявка», по мусковиту	8,16	400	»
Р. Енисей, Казачинский порог, жила пегматита, секущая гнейсы канского комплекса, по мусковиту	6,95	802	ИГиГ СО АН СССР
Там же, по микроклину	10,00	473	»
Уч-к Кондуяк, пегматиты аяхтинских гранитов, по микроклину	11,72	570	МГУ
Р. Татарка, пегматит, по нефелину	4,57	570	»
Р. Мурма, пегматит, по полевому шпату	12,08	590	»
Р. Курьш, пегматит, рассекающий таракские граниты, по микроклину	10,10	591	ИГиГ СО АН СССР
Р. Курьш, р-н «Галочных грив», пегматит среди граниты, по микроклину	10,42	640	Лаборатория геологии декабря
Р. Кан, пегматит, рвущий нижнеканские граниты, по мусковиту	7,52	686	МГУ
Там же, по микроклину	9,39	610	»
Кондаковское пегматитовое поле, шахта 8, пегматит, рвущий отложения удерейской свиты, по мусковиту	7,92	600	Лаборатория геологии декабря
Там же, по биотиту	7,35	650	»
Кондаковское пегматитовое поле, р. Тасеева, по мусковиту	8,35	650	То же
Богунаевский рудник, пегматит, по микроклину	10,00	677	ИГиГ СО АН СССР
Р. Немкина, пегматит, рвущий усть-немкинские гранодиориты, по полевому шпату	2,84	680	МГУ
Р. Енисей ниже с. Залив, пегматиты среди пород енисейского комплекса, по биотиту	5,14	698	ИГиГ СО АН СССР
Баргинское пегматитовое поле, центральная часть жилы «Гигант», по биотиту	7,69	710	МГУ
Там же, по мусковиту	8,48	648	»
Р. Татарка, среднее течение, пегматиты среди нефелинового сиенита, по биотиту	6,13	750	Лаборатория геологии декабря
Р. Кня, нижнее течение, пегматит, по мусковиту	8,36	750	То же
Р. Курьш в 1 км от устья, пегматит среди таракских гранитов	5,11	790	»
Аяхтинское м-ние, пегматит, по мусковиту	8,02	845	МГУ
Кондаковское пегматитовое поле, жила 126, по мусковиту	7,97	850	»
Там же, шахта 1—51, по биотиту	7,69	930	Лаборатория геологии декабря
Там же, по мусковиту	8,38	825	»
Р. Торжуха, пегматит, по мусковиту	8,82	930	То же
Любавинские пегматиты, по мусковиту	7,55	1690	»

## Результаты определения возраста пегматитов Енисейского кряжа уран-торий-свинцовым методом

Место взятия и характеристика проб	Содержание, %			Изотопный состав свинца, ат. %				Возраст, млн. лет			
	U	Th	Pb	Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>207</sup>	Pb <sup>208</sup>	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$
Р. Тасеева, Кондаковское м-ние пегматитов, по аксессуарному пастурану . . . . .	75,0	0,38	8,05	0,02	92,93	6,35	0,70	$\frac{810}{\pm 40}$	$\frac{720}{\pm 30}$	$\frac{730}{\pm 45}$	$\frac{690}{\pm 100}$
Там же, по аксессуарному пастурану с рудными включениями . . . . .	77,2	0,23	7,92	0,07	90,39	6,98	2,56	$\frac{820}{\pm 60}$	$\frac{670}{\pm 30}$	$\frac{690}{\pm 40}$	$\frac{610}{\pm 300}$
Там же, по апатиту . . . . .	0,009	—	0,0081	1,21	34,34	19,4	45,05	$\frac{910}{\pm 400}$	$\frac{870}{\pm 80}$	$\frac{850}{\pm 360}$	—
То же . . . . .	0,0042	—	0,0048	1,26	32,32	20,04	46,38	—	$\frac{880}{\pm 70}$	—	—
Среднее течение р. Татарка, пегматитовая жила, по монациту . . . . .	0,19	14,3	0,42	0,127	5,28	2,13	92,46	$\frac{580}{\pm 50}$	$\frac{520}{\pm 30}$	$\frac{520}{\pm 55}$	$\frac{570}{\pm 40}$
Там же, по циркону . . . . .	0,68	0,32	0,01	0,3	42,45	6,4	50,85	$\frac{160}{\pm 25}$	$\frac{540}{\pm 40}$	$\frac{460}{\pm 55}$	$\frac{440}{\pm 45}$
Там же, по монациту . . . . .	—	2,41	0,0775	0,323	5,97	5,02	88,69	—	—	—	$\frac{550}{\pm 50}$
Ляхтинское пегматитовое поле, пегматит, по ортиту . . . . .	0,0025	0,013	0,0021	1,17	29,32	18,52	50,99	$\frac{1015}{\pm 700}$	$\frac{570}{\pm 50}$	$\frac{650}{\pm 260}$	$\frac{280}{\pm 60}$
Там же, по ортиту . . . . .	0,057	0,28	0,014	0,15	35,69	4,96	59,20	$\frac{1230}{\pm 700}$	$\frac{590}{\pm 50}$	$\frac{720}{\pm 260}$	$\frac{600}{\pm 60}$

Вторая группа пегматитов имеет возраст 2000—2100 млн. лет (см. табл. 22). Она пространственно и генетически связана с Таракской интрузией и, как видим, того же нижнепротерозойского возраста, что и последняя. К этому же интрузивному комплексу, вероятно, относятся любавинские пегматиты, также расположенные в пределах Таракского массива. Для них калий-аргоновым методом определен возраст 1700 млн. лет (см. табл. 23). Это возрастное значение надо считать омоложенным. Основанием для этого служит то, что аналогичный возраст (1670 млн. лет, см. табл. 10) калий-аргоновым методом определен и по таракскому граниту из района «Галочьих грив», а по пегматиту из этих гранитов рубидий-стронциевым методом установлен возраст 2060 млн. лет. Такой же возраст, как это было показано выше, имеет и Таракская интрузия.

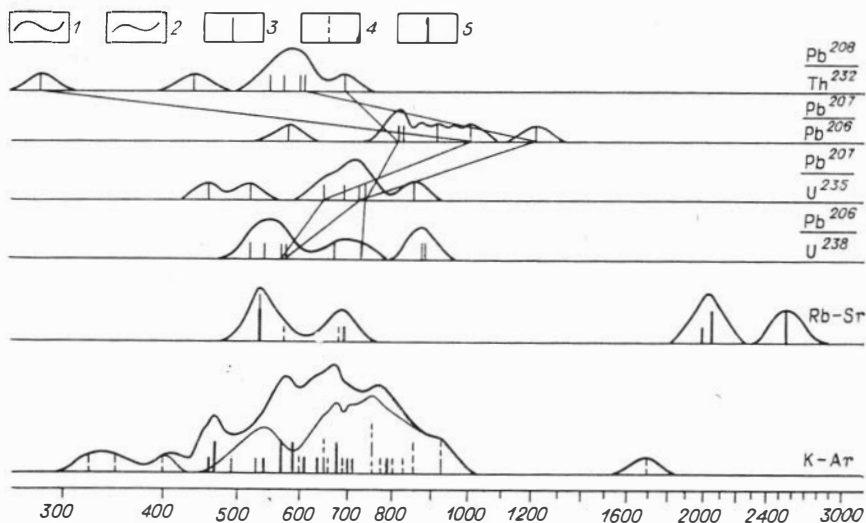


Рис. 11. Гистограммы возраста пегматитов Енисейского края.

1 — при учете всех имеющихся значений возраста; 2 — при учете значений возраста только по слодам; 3 — возрастные значения по мусковиту; 4 — возрастные значения по биотиту; 5 — возрастные значения по полевому шпату.

Следующая по возрасту группа пегматитов генетически связана с формированием посольненских, нижнеканских и аяхтинских гранитов. К сожалению, для большинства этих пегматитов были проведены определения возраста только калий-аргоновым методом и получены весьма низкие значения (см. табл. 23, рис. 11). Лишь для пегматита р. Торжиха по мусковиту определен возраст 930 млн. лет и для пегматита Аяхтинского месторождения, также по мусковиту, — 845 млн. лет.

Имеющиеся же определения возраста уран-торий-свинцовым методом по ортиту для тех же аяхтинских пегматитов (см. табл. 24) не надежны из-за большой нарушенности радиогенного равновесия в них (рис. 12).

Упомянутые значения возраста пегматитов (930 и 845 млн. лет) близки к полученной выше оценке возраста аяхтинских, нижнеканских и посольненских интрузий и, таким образом, указывают на их генетическое родство. Для кондаковских пегматитов по биотиту и мусковиту из жилы 126 (шахта 1—51) получены значения возраста, близкие к аяхтинским — 930—845 млн. лет (см. табл. 23). По мусковиту из шахты 8 и из обнажений по р. Тасеева определен возраст 660 и 600 млн. лет, а по биотиту — 650 млн. лет. Практически тот же возраст

получен и рубидий-стронциевым методом по мусковиту р. Тасеева — 680 млн. лет. Судя по этим данным, можно думать, что в пределах кондаковского поля существуют пегматиты двух возрастов. Однако, как показали исследования уран-торий-свинцовым методом настурана и апатита из пегматита р. Тасеева, возраст последних не может быть моложе 800 млн. лет (см. рис. 12). Таким образом, значения возраста 680—600 млн. лет, полученные калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами, должны рассматриваться как омоложенные. Возраст кондаковских пегматитов может оцениваться в интервале 800—900 млн. лет, чем подтверждается их генетическая связь с одним из верхнепротерозойских интрузивных комплексов.

С этими же интрузивными комплексами связаны слюдоносные пегматиты, развитые в южной части Енисейского кряжа (баргинские и другие пегматиты), однако для всех них получены палеозойские значения возраста, интерпретировать которые пока затруднительно. Возможно, что частью они действительно палеозойские, однако большинство из них, несомненно, верхнепротерозойского возраста. Так, для баргинских пегматитов калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами в большинстве проб определены низкие значения возраста (550—330 млн. лет). Однако по ряду проб получены и докембрийские цифры: 763—710 млн. лет по слюдам калий-аргоновым методом и 690 млн. лет по микроклину рубидий-стронциевым методом, что определенно указывает на принадлежность их к верхнепротерозойским образованиям.

Интересные данные получены по пегматитам, развитым в бассейне р. Татарка. Для пегматита, залегающего среди нефелиновых сиенитов в среднем течении р. Татарка, по биотиту и для пегматитовой жилы, вскрытой в нижнем течении р. Кия, по мусковиту калий-аргоновым методом получен одинаковый возраст — 750 млн. лет (см. табл. 23). Нефелин из первой пегматитовой жилы показал возраст 570 млн. лет. Близкие к этому значения возраста определены уран-торий-свинцовым методом по монациту и циркону из той же жилы. По монациту получены хорошо сходящиеся по всем изотопным отношениям цифры (см. табл. 24). Характеристическая точка для этого монацита легла точно на кривую соответственных возрастов (см. рис. 12), показав тем самым истинный возраст монацита около 550 млн. лет. По циркону получен тот же возраст. Правда, сходимость цифр по разным изотопным отношениям значительно хуже, а характеристическая точка для этого циркона легла несколько выше кривой соответственных возрастов, что свидетельствует о потере урана, но близость от точки для монацита говорит о синхронности этих минералов.

Таким образом, если учитывать результаты определения возраста слюд, то пегматит, а значит, и вмещающий его нефелиновый сиенит должны рассматриваться как верхнепротерозойские образования, одновозрастные с Татарской гранитоидной интрузией. Если же за основу принимать результат определения возраста нефелина и уран-торий-свинцовые данные по монациту и циркону, то возраст этих пегматитов

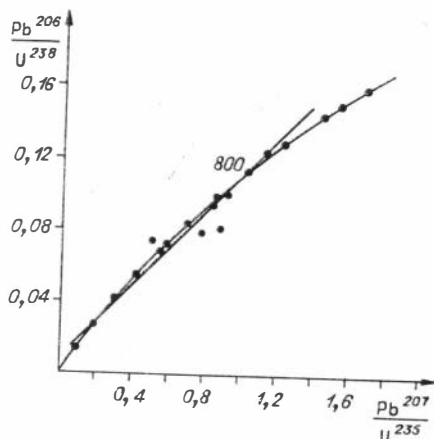


Рис. 12.

и нефелиновых сиенитов может оцениваться как кембрийский. Последнее как будто более отвечает геологическим данным, однако для окончательного решения этого вопроса необходимы специальные исследования.

На основании имеющихся геохронологических материалов по метаморфическим и изверженным породам Енисейского кряжа представляется возможным сделать ряд выводов:

1. В основании стратиграфического разреза Енисейского кряжа залегают нижнеархейские (канский комплекс) и верхнеархейские (енисейский комплекс) толщи, накопившиеся во время ранее 2600—2900 млн. лет и глубоко метаморфизованные около 2500 млн. лет назад, по-видимому, в связи с родезийской эпохой складчатости.

2. Метаморфизованные толщи тейской серии накапливались, вероятно всего, в интервале 2250—1900 млн. лет, т. е. во второй половине нижнепротерозойского времени. От архейских образований они отделены длительным (около 400 млн. лет) перерывом. Нижнепротерозойские толщи были метаморфизованы около 1900 млн. лет назад в связи с беломорской эпохой складчатости. Благодаря последней регион был выведен из зоны седиментации и в течение всего среднего протерозоя (на протяжении около 300 млн. лет) переживал континентальный режим.

3. Гранитные интрузии таракского интрузивного комплекса были сформированы около 2000 млн. лет назад. Судя по тому, что все они представлены породами глубинной фации, образование их должно было происходить на значительных глубинах (не менее чем 3—4 км). Отсюда следует, что к моменту возникновения таракских гранитов Енисейский кряж должен был испытать быстрое и глубокое погружение, сопровождавшееся накоплением мощных толщ, которые к настоящему времени уничтожены длительной денудацией.

4. Геохронологическими данными не подтверждаются представления ряда исследователей о нижнепротерозойском возрасте посольненских и нижнеканских интрузий. Возраст их довольно уверенно сейчас установлен как верхнепротерозойский и увязывается с гренвильским тектоно-магматическим циклом (Виноградов, Тугаринов, 1961). Именно с этим циклом связано в пределах Енисейского кряжа формирование всех гранитоидных интрузий позднего протерозоя. Это подтверждается и результатами изучения изотопного состава свинцов из большого числа свинцовых рудопроявлений. Хорошо сходящиеся данные для подавляющего большинства обследованных месторождений показывают возраст свинцовой минерализации также около 900 млн. лет (Волобуев, Зыков, Ступникова и др., 1964; Кляровский и др., 1967). Более молодые интрузии докембрия распространены слабо. С байкальским тектоно-магматическим циклом в настоящее время можно связывать только ногатинские граниты и интрузии по-рожинского комплекса.

Радиологическими данными устанавливается нижнепалеозойский возраст щелочных сиенитов татарского комплекса. Возрастное положение кийского комплекса нефелиновых сиенитов, относимого к среднепалеозойским образованиям, имеющимися радиологическими данными пока надежно не определяется.

5. Рассмотрение геохронологических материалов по пегматитам подтверждает представление о разновозрастности пегматитовых образований Енисейского кряжа. Устанавливаются следующие возрастные группы пегматитов: 2550—2500 млн. лет (связь с конкретными интрузиями не выявлена), 2100—2000 млн. лет (генетически связаны с внедрением Таракской интрузии), 900—850 млн. лет (генетически свя-

## Результаты определения возраста горных пород Чадобецкого поднятия

Место взятия и характеристика проб	Возраст по данным калий-аргонового метода		Возраст по данным уран-торий-свинцового метода			
	содержание калия, %	возраст, млн. лет	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{235}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{206}}{Th^{232}}$
Верховья рч. Чуктукон, шурф III, флогопит из ультраосновной породы . . . . .	6,50	268				
Трубка Большая, шурф 42, вермикулитизированный биотит из ксенолита . . . . .	3,64	516				
Бассейн рч. Чуктукон, циркон из включенной ультраосновной породы в трубке взрыва . . . . .	—	—	1530	740	960	850
Трубка Большая, циркон из включений ультраосновных пород . . . . .	—	—	$820 \pm 800$	$810 \pm 120$	$880 \pm 800$	$810 \pm 240$
Трубка Малая, циркон из включений ультраосновных пород . . . . .	—	—	$1610 \pm 130$	$2700 \pm 140$	$2150 \pm 150$	$660 \pm 55$
Р. Терина, семеново-дольчиковская свита, глауконит . . . . .	4,17	1290				
Там же, ниже с. Дольч, погорюйская или удерейская свита, глауконит . . . . .	5,86	1250				
Там же, глауконит . . . . .	4,18	1100				
Там же, оселочная или шунтарская свита, глауконит . . . . .	6,32	895				

Данные заимствованы из работ М. И. Волобуева, С. И. Зыкова, Н. И. Ступниковой и др. (1964) и Г. А. Казакова, К. Г. Кнорре, В. П. Стрижова (1966).

заны с внедрением посольненских, нижнеканских и аяхтинских гранитов), 800—700 млн. лет (связаны с формированием татарских гранитов и сиенитов) и, вероятно, имеются пегматиты с возрастом 550—450 млн. лет.

б. В результате анализа геохронологических материалов по метаморфическим и интрузивным комплексам, вскрывающимся преимущественно в южной части Енисейского кряжа, выявлен ряд этапов омоложения пород, обусловленных интенсивными наложенными геологическими процессами. Наиболее древний из них датируется временем 1500—1300 млн. лет, следующий — 800—950 млн. лет и, наконец, самый молодой, о котором дошла до нас наибольшая информация, — 550—650 млн. лет. Древнейший этап омоложения (около 1500 млн. лет), вероятно, связан с мощными колебательными движениями, обусловившими перестройку режима региона — переход его от платформенного этапа к новому этапу геосинклинального развития.

Средний этап омоложения (800—950 млн. лет), несомненно, обусловлен серьезными преобразованиями, связанными с планетарным гренвилльским тектоно-магматическим циклом.

Проведенное в последние годы изучение спор, строматолитов, онколитов и катаграфий показало принципиальное биостратиграфическое значение границы джурского и шунтарского времени. Именно эта граница отвечает началу революционной эпохи, обусловившей изменение и смену комплексов строматолитов и водорослей. Как извест-

но, время формирования шунтарской свиты, являющейся аналогом буровой свиты Туруханского поднятия, уверенно датируется возрастом 925 млн. лет. Учитывая появление терригенных пород с реликтами переотложенной коры выветривания нового ритмоцикла, М. И. Волобуев и др. (1964<sub>2</sub>) считают, что именно граница между джурской и шунтарской свитами отвечает этапу палеогеографической (тектонической) перестройки.

Именно к этому времени, как показал анализ геохронологических материалов, относится мощный верхнепротерозойский этап гранитоидного магматизма, обусловивший формирование тейского комплекса, посольненских, нижнеканских, аяхтинских и татарских интрузий. Гранитоиды прорывают все свиты тунгусикской серии и более древние отложения. Галька их в изобилии найдена в базальных конгломератах тасеевской серии. Возраст оливиновых долеритов Горевского месторождения установлен нами в 1140 млн. лет. М. И. Волобуев, С. И. Зыков, Н. И. Ступникова и др. (1964), анализируя результаты определения возраста ультраосновных пород, прорывающих в Чадобецком поднятии верхнепротерозойские отложения (табл. 25), пришли к выводу, что вероятный возраст ультраосновных пород ближе всего к значению, полученному уран-торий-свинцовым методом для циркона из обломков этих пород в трубке Большой — 800 млн. лет.

Последний, докембрийский, этап омоложения, датируемый возрастом около 600 млн. лет, по-видимому, связан с инверсией тектонического режима в связи с байкальской эпохой складчатости, с переходом региона от геосинклинального этапа развития к платформенному.

#### **МАТЕРИАЛЫ ПО АБСОЛЮТНОМУ ВОЗРАСТУ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА**

Для осадочных толщ, слагающих верхнюю часть докембрийского разреза Енисейского кряжа, имеется небольшое число определений абсолютного возраста, выполненных калий-аргоновым методом по глаукониту в Лаборатории геологии докембрия, ВСЕГЕИ, МГУ и нами. Систематических геохронологических исследований в этом направлении не проводилось. Все известные данные сведены в табл. 26.

По нижним горизонтам сухопитской серии, слагающей низы разреза верхнего протерозоя Енисейского кряжа, абсолютный возраст не определялся. Тем не менее, о времени накопления осадков этих горизонтов можно судить по хорошо датированным отложениям стратиграфических аналогов сухопитской серии в других регионах. Так, возраст основания сухопитской серии при сопоставлении с кувайской свитой Восточного Саяна и гонамской свитой Оленекского поднятия, для которых имеется значительное число определений возраста, довольно уверенно определяется в 1500 млн. лет. Для мукунской свиты западных склонов Анабарского массива известны полученные по глаукониту возрастные значения 1480 и 1530 млн. лет (Келлер, Семихатов, 1963). По аргиллитам верхней части мукунской свиты получены значения возраста 1245 и 1506 млн. лет, а по аркозовому песчанику — 1772 млн. лет (табл. 27). Последняя цифра, конечно, не отвечает возрасту формирования пород свиты, но позволяет предполагать, что в мукунское время поставщиком терригенного материала были размывающиеся интрузивные породы нижнепротерозойского возраста.

По глаукониту из песчаника погорюйской свиты определен возраст в 1130 и 1140 млн. лет (Полевая, 1962; Полевая и др., 1960,

Результаты определения возраста осадочных пород Енисейского кряжа калий-аргоновым методом

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Руч. Большой, левый приток р. Уволга, Уволжско-Нурминская грабен-синклиналь, песчаники немчанской свиты, по глаукониту . . . . .	4,0	0,0439	661	ИГиГ
Р. Курыш, р-н «Галочьих грив», кварцито-песчаник, лежащий на мелкозернистом граните Таракской интрузии, по микроклину	11,91	—	640*	Лаборатория геологии докембрия
То же . . . . .	9,72	—	660	
Р. Курыш, р-н «Галочьих грив», кварцито-песчаник, по полевоуму шпату . . . . .	11,92	—	690	МГУ
Руч. Большой, левый приток р. Уволга, глауконитовый песчаник из верхов мошковской свиты, по глаукониту . . . . .	2,05	0,04622	688	ИГиГ
Р. Тея, у фактории Курепа, песчаник немчанской (чивидинской) свиты, по глаукониту . . . . .	2,05	0,4622	688	»
Там же, аргиллито-песчаниковая пачка чивидинской свиты, по глаукониту из песчаника . . . . .	5,28	0,0510	747	ВСЕГЕИ
Р. Тея, ниже р. Подъем, выше о-ва Талого, глауконит из доломита чивидинской свиты, нижняя часть			520	»
Устье р. Подъем, доломит с глауконитом подъемской свиты чинганской (тасеевской) серии, по глаукониту . . . . .	3,10	0,08516	1121	
Р. Иркинеева, глауконитовый песчаник погорюйской свиты, по глаукониту . . . . .	4,09	0,0870	1140	ВСЕГЕИ
Низовья р. Ангара, карбонатная толща, по глаукониту . . . . .			1700	МГУ
Островная свита (нижняя часть климинской свиты) ленского яруса нижнего кембрия . . . . .			606	Кириченко, 1960 Казаков и др., 1966
Р. Тея, чивидинская свита, нижняя часть, по глаукониту . . . . .	4,21		815	
Там же, по глаукониту . . . . .	6,90		770	»
Р. Тея, верхнее течение, чивидинская свита (низы), по глаукониту . . . . .	2,90		810	»
Р. Тея, у фактории Курепа, чивидинская свита, по глаукониту . . . . .	4,72		760	»
Р. Иркинеева, погорюйская свита, по глаукониту . . . . .	3,4		1130	»
Р. Чапа, выше устья р. Алманакан, погорюйская свита, по хлоритизированному глаукониту . . . . .	0,61		1300	»
Р. Енисей, о-в Плахин, алданский ярус нижнего кембрия, по глаукониту . . . . .	4,1		545	»
Р. Ангара в 0,5 км выше устья р. М. Мурожная, филлитовый сланец удерейской свиты . . . . .	2,50		990	МГУ

\* Рубидий-стронциевым методом в Лаборатории геологии докембрия для этого же образца получена цифра возраста 2050 млн. лет.



1961, 1962; Казаков Г. А., 1966). Нами по глаукониту из доломитов, вскрытых в устьевой части р. Подъем, получено близкое значение возраста — 1120 млн. лет. М. И. Волобуев и др. (1964<sub>1</sub>), указывая на недостаточную сохранность анализированного Н. И. Полевой и Г. А. Казаковым глауконита, считают более достоверным возрастное значение 1290 млн. лет, установленное по образцам глауконита из семеноводльчиковской свиты (р. Терина) Чадобецкого поднятия (см. табл. 25), которую авторы, вслед за М. Н. Благовещенской (1959), сопоставляют с погорюйской свитой Енисейского кряжа. Однако, как показал Р. Я. Скляр (1962), семеноводльчиковская свита Чадобецкого поднятия отвечает верхней части удерейской и погорюйской свит. Поз-

Таблица 27

**Результаты определения возраста протерозойских осадочных пород западной оконечности Анабарского массива**

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет
Р. Котуйкан, в 150 км от устья, напротив устья р. Вюрбюра, сланцеватый аргиллит верхней толщи мукунской свиты . . . . .	7,15	0,0980	1245
Там же, зеленоватый аргиллит верхней толщи мукунской свиты (переходные слои к билляхской свите) . . . . .	4,15	0,1281	1506
Там же, аркозовый песчаник с глауконитом, верхняя толща мукунской свиты . . . . .	5,35	0,1633	1772

тому возрастное значение 1290 млн. лет может соответствовать более глубокой части погорюйской свиты, тогда как возрастные значения 1140, 1130 и 1120 млн. лет определенно относятся к верхам погорюйской свиты Енисейского кряжа. К тому же исследованный нами глауконит был хорошей сохранности. Таким образом, эти данные характеризуют возраст верхней части сухопитской серии.

Из приведенных данных следует, что формирование толщи осадочных образований сухопитской серии протекало в интервале времени от 1500 до 1100 млн. лет, т. е. на протяжении почти 400 млн. лет. В течение этого огромного промежутка времени, по имеющимся сведениям, практически без перерыва шло накопление преимущественно осадочных и частично вулканогенных пород почти на всей территории Енисейского кряжа. Учитывая, что в современном разрезе мощность отложений сухопитской серии оценивается в 6700 м, скорость опускания дна геосинклинального трога получается исключительно малой, совершенно не сравнимой с таковой для более позднего, в частности последокембрийского времени. Трудно представить себе, что такое длительное спокойствие не является кажущимся, не есть результат недостаточности наших знаний о действительно происходивших событиях в этот этап развития Енисейского кряжа.

Для пород тунгусикской серии протерозойского разреза Енисейского кряжа определения абсолютного возраста отсутствуют. Однако учитывая, что шунтарская свита тунгусикской серии достаточно надежно коррелируется со свитой буровой Туруханского разреза, а для последней имеются вполне надежные определения возраста по глаукониту — 925 млн. лет (Полевая, 1962) и 955 млн. лет (Казаков Г. А. и др., 1966), и шунтарская свита может быть датирована этими возрастными значениями.

Три возрастных определения (690, 660 и 640 млн. лет, см. табл. 26), полученные по микроклину из района «Галочьих грив» (р. Курыш), имеют значение для выяснения генезиса калиевого полевого шпата в кварцитопесчаниках, залегающих на мелкозернистом граните Таракской интрузии. Эти данные детально обсуждались Э. К. Герлингом и Ю. М. Артемовым (1964), М. И. Волобуевым, С. И. Зыковым, Н. И. Ступниковой и др. (1964). К. К. Жиров и др. (Zhirov, 1961) выдвигали предположение о возможном метасоматическом происхождении калиевого полевого шпата в кварцитопесчаниках. В районе «Галочьих грив» по р. Курыш кварцитопесчаники в виде пологих прослоев залегают на мелко- и среднезернистых грашитах, иногда разрезанных и пронизанных большим количеством пегматитовых жил мощностью до 2 м. В кварцитопесчаниках не наблюдается каких-либо тектонических нарушений или внедрений пегматитовых жил. Калий-аргоновым методом для микроклина из песчаников получены значения возраста 640, 660 и 690 млн. лет. Тот же возраст (690 млн. лет) установлен и по микроклину из пегматита в мелкозернистом граните. По мелкозернистому граниту, вмещающему пегматитовые жилы и подстилающему кварцитопесчаники, калий-аргоновым методом получено значение 1260 млн. лет, а по биотиту из него — 1670 млн. лет. В то же время рубидий-стронциевым методом по биотиту из мелкозернистого гранита получено близкое к калий-аргоновому значение возраста 1640 млн. лет, а по граниту в целом, микроклину из пегматита и микроклину кварцитопесчаника — поразительно сходные данные: 2060, 2070, 2050 млн. лет (см. табл. 11, 23), свидетельствующие об одинаковом возрасте этих образований, соответствующем времени формирования Таракского интрузивного комплекса. Учитывая взаимоотношения пород Таракского массива с кварцитопесчаниками, которые не допускают одновременного их образования, обломочный характер калиевого полевого шпата в кварцитопесчаниках следует считать единственно возможным. Возраст кварцитопесчаников скорее всего значительно моложе определенного, поскольку калиевый полевой шпат претерпел омоложение, еще находясь в материнской породе, на что указывает одинаковость возрастных значений, полученных калий-аргоновым методом для полевого шпата из пегматита и из кварцитопесчаника. В связи с этим нельзя согласиться с представлением М. И. Волобуева (Волобуев, Зыков, Ступникова и др., 1964) о докембрийском возрасте этих образований. Скорее всего, кварцитопесчаники формировались в кембрийское или даже более позднее время.

Все остальные имеющиеся определения возраста относятся к осадочным породам тасеевской серии, залегающей между осянкой серии верхнего докембрия и толщей карбонатных пород ленского яруса нижнего кембрия, охарактеризованных фауной трилобитов. О возрасте этой толщи нет единого мнения. М. А. Семихатов (1962) считает, что всю эту толщу следует относить к алданскому ярусу нижнего кембрия, другие исследователи к кембрию относят только верхнюю, чивдинскую свиту этой серии, третьи оставляют ее целиком в докембрии. Геохронологические данные убедительно подтверждают справедливость мнения последней группы исследователей.

В настоящее время цифрами абсолютного возраста охарактеризованы как нижняя (чивдинская свита), так и верхняя (немчанская свита) части тасеевской серии (см. табл. 26).

Для низов чивдинской свиты по глаукониту определен возраст в 815, 810 и 770 млн. лет (Крылов Г. А. и др., 1966). Для средней ее части получены значения возраста по глаукониту из аргиллитопесчаника

**Результаты определения возраста осадочных пород Восточной Сибири  
калий- аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проб	Содерж. калия, %	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Верхнее течение р. Алдан, правый берег, ниже о-ва Андреевского, основание пестроцветной свиты (низы палеонтологически охарактеризованного кембрия), глауконит	5,30	578	ИГНГ
Патомское нагорье, р. Лена, левый берег против устья р. Патом, глауконит из песчаников алданского яруса, жербинская свита нижнего кембрия	6,28	502	ВСЕГЕИ
Патомское нагорье, р. Н. Язовая, глинистый сланец, жербинская свита нижнего кембрия	—	507	Лаборатория геологии докембрия
Патомское нагорье, Жаровские озера, глауконит из кварцевого песчаника, жербинская свита нижнего кембрия	—	550	То же
Р. Алдан, пестроцветная свита, алданский ярус, нижний кембрий, глауконит	6,53	527	ВСЕГЕИ
Р. Алдан, среднее течение, в 3 км выше по течению от устья р. Белая (Хондей), глауконит из песчаника верхнего протерозоя	6,00	647	ИГНГ
Правый берег р. Алдан, около 8 км выше устья р. Белая (ниже устья руч. Дзэ-Аппа на 1 км), глауконит из гравелистых песчаников, лежащих под юдомской свитой	4,52	691	»
Учуро-Майская плита, р. Ингили, биотит из карбонатитов, прорывающих отложения верхнего синия (уйскую осадочную серию) и трансгрессивно перекрывающихся немymi карбонатными отложениями юдомской свиты	6,73	675*	ВСЕГЕИ
Учуро-Майская плита, глауконит из песчаников энинской свиты майской серии	6,70	1195	»
Учуро-Майская плита, глауконит из омахтинской свиты учурской серии	6,12	1397	ГЕОХИ
Там же, глауконит гонамской свиты учурской серии	6,63	1500	ВСЕГЕИ
Оленекское поднятие, р. Оленек, ниже Керсюке, глауконит алданского яруса, низы кессюинской свиты	4,40	550	»
Оленекское поднятие, р. Эккебил, глауконит туркутской свиты	5,50	675	»
Оленекское поднятие, р. Харбусуопне, глауконит солоолийской свиты (верхи верхней подсвиты)	6,30	988	ГЕОХИ
Оленекское поднятие, р. Улахан-Юэттээх, глауконит солоолийской свиты	5,61	1259	ВСЕГЕИ
Оленекское поднятие, еркекетская свита алданского яруса	—	670	В. М. Келлер и др., 1963
Прибайкалье, к. Горячий, правый приток р. Ушаковка, глауконит, алданский ярус, мотская свита	3,41	609	ВСЕГЕИ
Восточный Саян, оселочная свита, верхняя часть	—	620	М. А. Жарков и др., 1962
Иркутский амфитеатр, силвин из отложений нижнего кембрия	—	620±20	Н. И. Полевая, 1962

\* По пирохлору и другим радиоактивным минералам из карбонатитов в лаборатории ГЕОХИ получен возраст 650 млн. лет.

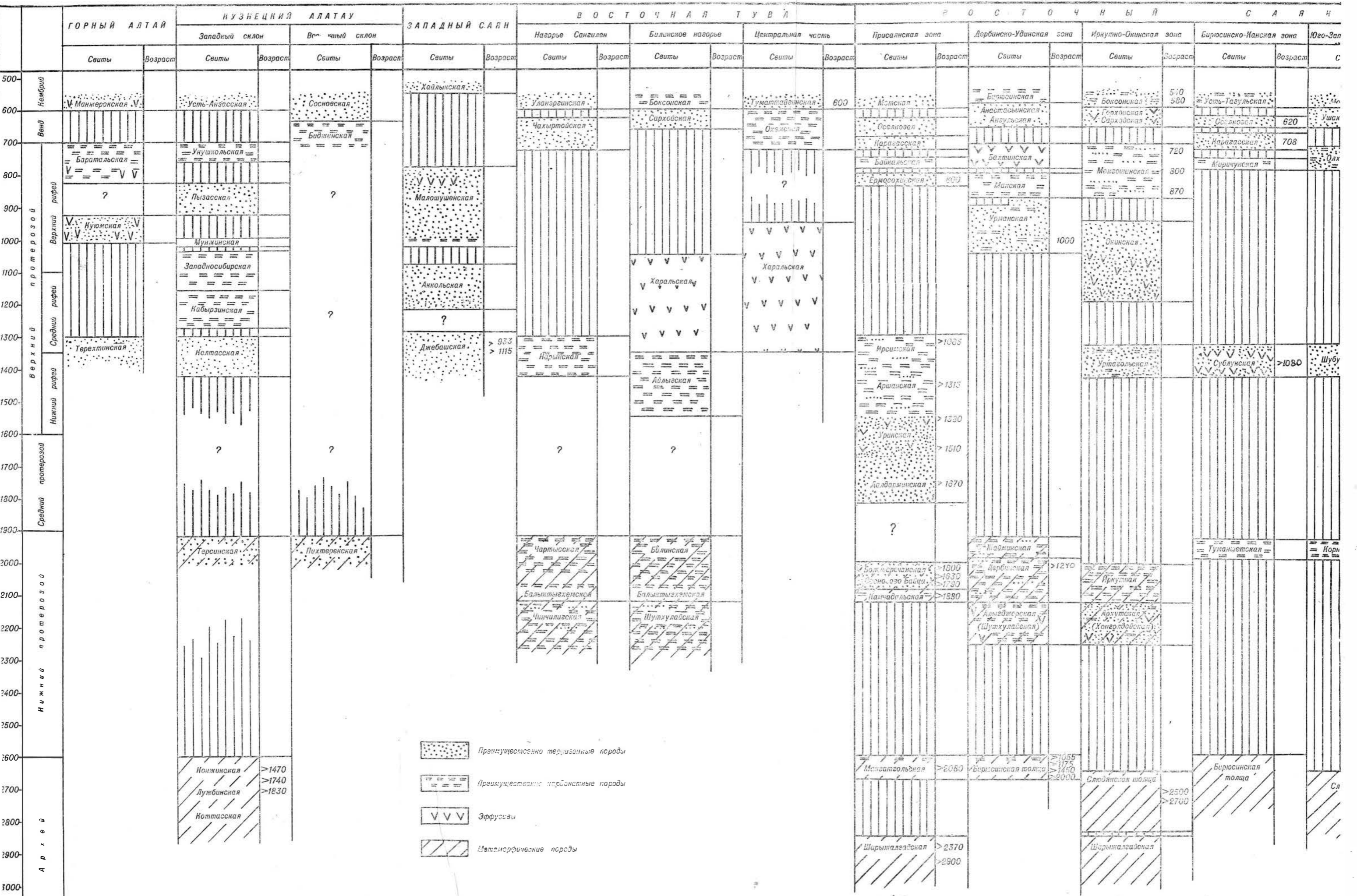
## Абсолютный возраст глауконита из миньярской свиты рифея Урала

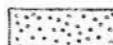

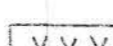
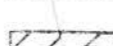
Стратиграфическое положение, разрез	Абсолютный возраст, млн. лет	Определения выполнены
Верхняя часть свиты (укская толща), Басинский разрез . . . . .	616	ВСЕГЕИ
То же . . . . .	612, 618	Башк. ФАН СССР
Зилемский разрез . . . . .	618	ВСЕГЕИ
Средняя часть свиты, Басинский разрез . . . . .	667, 685	Башк. ФАН СССР
То же . . . . .	722, 733	»
Нижняя часть свиты (миньская толща), разрез г. Миньяр . . . . .	760	ВСЕГЕИ

747 млн. лет (Полевая, 1962) и 760 млн. лет (Казаков Г. А. и др., 1966). Для немчанской свиты по глаукониту из песчаников Уволжско-Нурминского грабена — два сходных значения возраста: 688 и 661 млн. лет. Как видно, эти данные хорошо согласуются между собой и достаточно надежно характеризуют возрастное положение тасеевской серии. При этом, поскольку она отделена от ослянской серии Енисейского кряжа глубоким перерывом, а с фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия имеет в общем согласные взаимоотношения, несомненно, что тасеевская серия венчает отложения докембрия и соответствует слоям, переходным к нижнему палеозою. Учитывая полученные значения возраста для нижней части чивидинской свиты, а также то, что она параллелизуется с карагасской свитой Восточного Саяна, залегающей с перерывом на ермосохинской свите верхнего докембрия, для верхней части которой определен возраст 800 млн. лет, нижняя граница тасеевской серии датируется вполне уверенно цифрой около 800 млн. лет.

Значения возраста для немчанской свиты, представляющей собственно переходные к палеозою слои, находятся в хорошем соответствии с определениями возраста (табл. 28) юдомской свиты Учуро-Майского района (680 млн. лет), туркутской свиты Оленекского поднятия (675 млн. лет), верхов оселочной свиты Восточного Саяна (620 млн. лет) и данными по абсолютному возрасту глауконитов из миньярской свиты рифея Урала (табл. 29), опубликованными М. А. Гаррис и др. (1963).

Возрастное положение верхней границы тасеевской серии, а значит, и границы между кембрием и докембрием, определяется более или менее уверенно по цифрам, полученным для верхней, немчанской, свиты этой серии (661 млн. лет), верхов оселочной свиты Восточного Саяна (620 млн. лет) и по имеющимся данным (см. табл. 36) по абсолютному возрасту глауконитов из основания островной (606 млн. лет), мотской (609 млн. лет), пестроцветной (578 млн. лет) свит, являющихся нижнекембрийскими. На основании всех этих данных верхнюю границу докембрия или нижнюю границу палеозоя следует датировать цифрами 600—610 млн. лет. Устанавливаемый таким образом возраст этой важнейшей границы на материалах Сибири отвечает представлениям тех исследователей, которые считали возможным нижнюю границу кембрия датировать значением возраста 600 млн. лет.



-  Преимущественно терригенные породы
-  Преимущественно карбонатные породы
-  Эффузивы
-  Метаморфические породы



**О СООТНОШЕНИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ СВИТ  
ИГАРСКОГО И ТУРУХАНСКОГО РАЙОНОВ**

Игарско-Туруханский район расположен на северо-западной окраине Сибирской платформы в пределах Приенисейской зоны байкальского прогиба (Херасков, 1963).

Стратиграфия докембрия и геологическое строение этой зоны в северной части приводятся в работах многих исследователей.

На тектонической схеме С. П. Микуцкого и В. У. Петракова (1961) в северной части Приенисейской зоны показаны три основные структуры, в пределах которых развиты докембрийские отложения,— это Туруханский горст, Игарский выступ и область Сухарихинско-Чернореченских поднятий. Изученные в этих структурах отложения легли в основу регионального разреза докембрия зоны Туруханских поднятий, который рассматривается как тектоно-стратиграфический эквивалент соответствующих отложений Енисейского кряжа (Кириченко, 1958<sub>3</sub>).

Наиболее полный и мощный разрез древних свит имеется в Туруханском горсте, по рекам Нижняя и Сухая Тунгуска, а также Мироедиха и Шориха. Мощность развитых здесь отложений около 5000 м. Они представлены преимущественно мелководными миогеосинклинальными, существенно карбонатными осадками. В основании разреза залегает безымянная (стрельногорская) свита олигомитовых флишoidных песчаников и рассланцованных аргиллитов. Основание свиты в разрезе не обнажается. Выше безымянной свиты без всяких перерывов залегают толщи существенно карбонатного состава, среди которых песчаники и аргиллиты занимают крайне ограниченное положение. В составе большинства карбонатных свит широко распространены строматолитовые образования и остатки спор, которые использовались для датировки возраста отложений и корреляции их с разрезами Енисейского кряжа. По глаукониту из пород верхней части свиты буровой, уверенно сопоставляемой с шунтарской свитой тунгусикской серии Енисейского кряжа, калий-аргоновым методом получено возрастное значение 925 млн. лет, хорошо подтверждающее стратиграфическое положение этих отложений. Отложения верхнего докембрия туруханского разреза перекрываются нижнекембрийскими палеонтологически охарактеризованными свитами.

Наиболее северные выходы отложений докембрия расположены в районе гор. Игарки, в пределах Игарского выступа эвгеосинклинальных осадочно-вулканогенных образований. Собственно в районе гор. Игарки обнажаются зеленокаменноизмененные спилиты, туфобрекчии спилитов, туфы и туффиты. По данным В. И. Драгунова и Л. Ф. Штейна (1958), они слагают основание игарского разреза.

Следующие фрагменты разреза вскрыты по р. Черной, вблизи гор. Игарки и по р. Сухариха (к югу от нее).

В низовьях р. Черной обнажаются кварциты и рассланцованные аргиллиты, несколько напоминающие по своему облику породы безымянной свиты туруханского разреза. В средней части р. Черной обнажаются залегающие стратиграфически выше глинистые сланцы, песчаники и известняки. Эта так называемая «чернореченская» свита по существующим представлениям залегает выше игарской эффузивной свиты, отделена от последней стратиграфическим перерывом и примерно сопоставляется с нижней частью туруханского разреза.

В разрезе по р. Сухариха, в 20—25 км к югу от гор. Игарки, В. И. Драгуновым (1956) выделены две свиты: нижняя — излучинская

и верхняя — сухарихинская. Излучинская свита на нижележащих породах залегает с резким угловым несогласием. Слагается она песчаниками, гравелитами, конгломератами. В составе обломочного материала отмечается обилие обломков зеленокаменных эффузивов, подобных эффузивам игарской свиты. На излучинской свите согласно залегают карбонатные отложения сухарихинской свиты. Известняки и доломиты сухарихинской свиты весьма сходны с подобными породами платоновской, а самые верхи ее близки к костинской свите. Излучинская и сухарихинская свиты перекрываются породами краснопорожинской свиты, содержащими археоциаты и трилобиты алданского яруса.

Таблица 30

**Результаты определения возраста горных пород Игарского района калий-аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет
Устье р. Сухариха, излучинская свита, микроклин с кварцем из конгломерата . . . . .	2,70	0,0353	550
Там же, аркозовый песчаник . . . . .	2,20	0,0368	578
Р. Игарка, Игарский профиль, скв. 3, метаморфизованный миндалекаменный базальт . . . . .	1,88	0,0534	776
Гор. Игарка, у нефтебазы, игарская свита, глауконит из песчаника . . . . .	2,70	0,0447	669
Левый берег р. Нижняя Тунгуска, устье руч. Безымянного, глауконит из пород низов стрельногорской свиты . . . . .	3,00	0,0595	847
Гор. Игарка, порфирит . . . . .	0,70	0,0620	887
Р. Нижняя Тунгуска, глауконит из пород свиты буровой (верхний протерозой) . . . . .	3,06	0,0665	925*

\* Данные ВСЕГЕИ, 1961.

По породам Игарского района выполнено несколько определений возраста на материале, собранном О. А. Вотахом и В. М. Чайкой. Результаты определений приведены в табл. 30. Эти результаты уже обсуждались в печати в работах О. А. Вотаха и А. Н. Дмитриева (1963), В. М. Кляровского и В. М. Чайки (1964). Здесь мы отметим только, что полученные возрастные значения показывают, что нижние части выделяемого в Игарском районе докембрийского разреза не древнее буровой свиты туруханского разреза, для кровли которой известно возрастное значение 925 млн. лет. Относительно возраста излучинской свиты полученные геохронологические данные прямого ответа не дают, так как исследованию подвергался в основном терригенный материал. Для песчаников верхней конгломерато-песчаниковой толщи излучинской (нижнесухарихинской) свиты, залегающей на 600—700 м ниже слоев с фауной археоциат, брахиопод и трилобитов, получены возрастные значения от 596 до 550 млн. лет, отвечающие нижнекембрийскому возрасту. Поскольку по геологическим данным излучинская свита не может быть среднекембрийской или еще более молодой, а только в этом случае в нее могли бы попасть обломки нижнекембрийского возраста, полученные низкие значения возраста надо связывать с потерей радиогенного аргона за счет диффузии его из кристаллической решетки при дезинтеграции исходных пород и в последующее после консервации терригенного материала время.



### ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Геохронологическая изученность Восточного Саяна в общем слабая, несмотря на то, что к настоящему времени имеется довольно большое число определений абсолютного возраста. Всего выполнено калий-аргоновым методом 390 определений, уран-торий-свинцовым — 1, свинцово-изохронным — 6 и рубидий-стронциевым — 9 определений. Распределение точек геохронологического опробования стратиграфических подразделений и интрузивных массивов Восточного Саяна показано на рис. 13.

В геологическом строении Восточного Саяна участвуют метаморфизованные осадочные, вулканогенные и интрузивные образования архея и протерозоя, а также палеозойские и мезокайнозойские осадочные и магматические породы. Большая часть территории, расположенной северо-восточнее Восточно-Саянского глубинного разлома, относится к области, геосинклинальная стадия развития которой была завершена в верхнепротерозойский период. Протерозойские структуры существенно переработаны во время каледонского тектогенеза. Лишь территория к юго-западу от Восточно-Саянского разлома характеризовалась типично геосинклинальным режимом и в нижнем палеозое.

#### ВОЗРАСТ АРХЕЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Для метаморфических пород архея Восточного Саяна имеется более 100 определений абсолютного возраста, выполненных калий-аргоновым методом по слюдам и амфиболам главным образом в Лаборатории геологии докембрия АН СССР. Единичные определения выполнены свинцово-изохронным методом. Они опубликованы и обсуждались в работах Э. К. Герлинга, Т. В. Кольцовой, С. С. Яковлева (1964), Л. П. Никитиной, Ф. П. Митрофанова, И. П. Бузикова и др. (1964), В. Я. Хильтовой, И. Н. Крылова (1964), Л. П. Никитиной, В. Я. Хильтовой и др. (1964), Э. В. Собоновича и др. (1965) и многих других исследователей. Небольшое число определений было выполнено нами на материале, собранном Л. М. Парфеновым в пределах Хонголдской антиклинали. Все имеющиеся данные по возрасту архейских толщ сведены в табл. 31.

Как известно, к наиболее древним образованиям в Восточном Саяне относятся глубоко метаморфизованные породы шарыжалгайской и слюдянской серий, близкие по литологическому составу, характеру дислокаций и метаморфизму архею Алданского щита, что отмечалось еще Д. С. Коржинским (1945), объединявшим их в единый алдано-слюдянской комплекс.

В составе шарыжалгайской серии, относимой большинством исследователей к нижнему архею, а Ю. З. Елизарьевым (1964) даже к катархею, широко развиты амфиболовые, пироксен-амфиболовые и гиперстеновые гнейсы и сланцы. Характерным также является присутствие магнетит-амфиболовых и магнетит-гиперстеновых сланцев с содержанием магнетита от 1—2 до 30%. Породы такого типа, как указывает Л. И. Салоп (1964), специфичны для архея.

Породы шарыжалгайской серии отличаются глубоким и равномерным метаморфизмом амфиболитовой и гранулитовой фаций.



Рис. 13. Абсолютный возраст пород Восточного Саяна.

1 — архей, 2 — протерозой, 3 — нижний палеозой, 4 — средний и верхний палеозой, 5 — гранитоиды архейского возраста, 6 — гранитоиды протерозойского возраста, 7 — гранитоиды нижнепалеозойского возраста, 8 — гранитоиды средне- или верхнепалеозойского возраста, 9 — основные и ультраосновные породы палеозойского возраста, 10 — базальты.

Результаты определения возраста архейских метаморфических пород Восточного Саяна калий-аргоновым методом

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Источник данных
<b>Шарыжалгайская серия</b>		
Верховье р. Ока, Гарганская зона, амфибол из амфиболита . . . . .	2370	Э. К. Герлинг и др., 1964 <sub>1</sub>
Р. Олот ниже устья р. Усан-Гол, амфибол из амфиболита . . . . .	2330	Там же
Там же, амфибол из амфиболита . . . . .	1760	»
Р. Савина, биотит из гранато-биотитового гнейса . . . . .	1815	»
Р. Олот в 3 км выше пос. Олот, биотит из кристаллического сланца . . . . .	1775	»
Р. М. Белая, устье р. Савина, биотит из гнейса . . . . .	1765	»
Р. Иркут, биотит из гнейса . . . . .	1530	»
Р. Гарган Иркутский, мусковит из эпидот-мусковитового сланца, представляющий собой диафторит по гнейсу . . . . .	1110	»
Верховье р. Урик, хлоритизированный биотит из гнейса . . . . .	1086	»
Р. Топхоржалга, Гарганская зона, галька базального конгломерата монгошниской свиты, биотит из гранито-гнейса . . . . .	824	»
Там же, мусковит из того же гнейса . . . . .	683	»
Хр. Хамар-Дабан, р. Большой Загисан, биотит из двуслюдяного гнейса . . . . .	592	Л. П. Никитина и др., 1964 <sub>1</sub>
Хр. Хамар-Дабан, р. Зун-Муран, биотит из биотит-гранатового гнейса . . . . .	492	Там же
Р. Китой выше устья р. Китой-Кин, биотит из гнейса . . . . .	349,354	Э. К. Герлинг и др., 1964 <sub>1</sub>
Хр. Хамар-Дабан, р. Жемчук, биотит из биотитового гнейса . . . . .	306	Л. П. Никитина и др., 1964 <sub>1</sub>
Р. Эхе-Гол, бассейн р. Китой, биотит из эпидото-биотитового гнейса . . . . .	285	Э. К. Герлинг и др., 1964 <sub>1</sub>
<b>Слюдянская серия</b>		
Р. Урик, ур. Ялхор, моноклиный пироксен из биотит-пироксенового гнейса . . . . .	2700	Л. П. Никитина и др., 1964 <sub>1</sub>
	2180	Э. К. Герлинг и др., 1964 <sub>1</sub>
Там же, биотит из биотит-амфибол-гранатового гнейса . . . . .	398	Там же
Там же, амфибол из того же гнейса . . . . .	254	»
Там же, амфибол из гранат-биотит-гиперстен-амфиболового гнейса . . . . .	280, 203	»
Р. Урик выше устья р. Даялык, биотит из гранат-биотитового гнейса . . . . .	300	»
Р. Ерма, нижнее течение, пироксен из биотит-пироксенового гнейса . . . . .	2500, 1750	»
Р. Китой ниже устья р. Холомка, биотит из амфибол-биотитового гнейса . . . . .	1830	»
Там же, биотит из биотитового гнейса . . . . .	1820, 1790, 1640	»
Там же, биотит из гранат-биотитового гнейса . . . . .	1810, 1630	»

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Источник данных
Р. Малый Кудуй, приток р. Малая Белая, биотит из гранат-биотитового гнейса . . . . .	1830	Э. К. Герлинг и др., 1964 <sub>1</sub>
Верховья р. М. Белая, биотит из гранат-биотитового гнейса . . . . .	305	Там же
Там же, биотит из магнетит-биотитового гнейса . . . . .	293	»
Хр. Хамар-Дабан, р. Слюдянка, биотит из гранат-биотитового гнейса . . . . .	397, 413, 336, 351	Л. П. Никитина и др., 1964 <sub>1</sub>
Туркинско-Хамардабанская зона, слюда из метаморфических пород . . . . .	350, 462, 482, 324	Там же
Хр. Хамар-Дабан, р. Халгун, биотит из гнейса . . . . .	357	»
Тункинские гольцы, р. Иркут, биотит из амфиболового сланца . . . . .	394	»
Там же, р. Ара-Хонголкой, биотит из биотитового гнейса . . . . .	359	»
Там же, биотит из гнейса . . . . .	442, 374, 366	ИГиГ СО АН СССР
Там же, водораздел Урта-Гол — Ара-Хонголкой, биотит из гнейса . . . . .	420, 372	»
Там же, р. Убур-Хонголкой, биотит из гранат-биотитового сланца . . . . .	339	»
Там же, биотит из биотитового гнейса . . . . .	373, 333	»
Там же, р. Эхе-Угун, биотит из гранат-биотитового сланца . . . . .	339	»
Р. Саязон, Оножско-Бельская зона, биотит из гранат-биотитового гнейса . . . . .	478	Э. К. Герлинг и др., 1964 <sub>1</sub>
Р. Даялык, Оножско-Бельская зона, гиперстен с моноклинным пироксеном из амфиболита . . . . .	658±50	Л. П. Никитина и др., 1964 <sub>1</sub>
Там же, амфибол из амфиболита . . . . .	373±50	Э. К. Герлинг и др., 1964 <sub>1</sub>
Там же, биотит из биотит-пироксенового гнейса . . . . .	306	Там же
Присаянская зона, слюда из метаморфических пород . . . . .	395, 322, 320, 294, 264	Л. П. Никитина и др., 1964 <sub>1</sub>
<b>Бирюсинская серия</b>		
Р. Б. Бирюса, биотит из гнейса . . . . .	578, 578, 528, 526	В. Я. Хильтова, И. П. Крылов, 1964 <sub>1</sub>
Там же, биотит из дистен-биотитового сланца . . . . .	526	Там же
Там же, амфибол из гнейса . . . . .	450	»
Идарское белогорье, амфибол из амфиболита . . . . .	1010	»
Р. Кан, Канская глыба, амфибол из амфиболита . . . . .	1450, 613, 463±50, 586±50	Э. К. Герлинг и др., 1964 <sub>1</sub>
Там же, амфибол из мономинерального амфиболита . . . . .	475±50	Там же
Там же, амфибол из прослая в сланце . . . . .	640±50	»
Там же, амфибол из амфиболового сланца . . . . .	617	»
Там же, биотит из бластомилонита . . . . .	547±20	»
Там же, слюда из метаморфических пород . . . . .	687, 640, 536, 517, 460, 460	В. Я. Хильтова, И. П. Крылов, 1964 <sub>1</sub>
Там же, биотит из гнейса . . . . .	531, 552	Там же
Там же, амфибол из амфиболитового гнейса . . . . .	508	Э. К. Герлинг и др., 1964 <sub>1</sub>

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Источник данных
Р. Агул, Канская глыба, биотит из гнейса	636	В. Я. Хильтова, И. П. Крылов, 1964 <sub>1</sub>
Там же, биотит из сланца . . . . .	560	Там же
Р. Крол, Арзыбейская глыба, днoспнд из гнейса . . . . .	652±100	Э. К. Герлинг и др., 1964 <sub>1</sub>
Там же, амфибол из гнейса . . . . .	600±90	Там же
Там же, биотит из гнейса . . . . .	466	В. Я. Хильтова, И. П. Крылов, 1964 <sub>1</sub>
Р. Крол, Арзыбейская глыба, биотит из дн-афторитов . . . . .	560±20	Э. К. Герлинг и др., 1964 <sub>1</sub>
Арзыбейская глыба, слюда из метаморфических пород . . . . .	752, 518, 465	В. Я. Хильтова, И. П. Крылов, 1964 <sub>1</sub>
<b>Мангатгольская свита</b>		
Р. Ока, амфибол из гранат-полевошпатового амфиболита (амфибол развился по гиперстену) . . . . .	2050	В. Я. Хильтова, И. П. Крылов, 1965
Там же, биотит из порфиробластического гнейса . . . . .	1290	Там же
Там же, 1,5 км выше устья р. Мангатгола, биотит из гнейса . . . . .	840	»
Там же, 0,5 км ниже устья р. Урда-Она, биотит из гнейса . . . . .	840	»

Примечания: 1. Определение возраста рубидий-стронциевым методом биотита из гранат-биотитового гнейса р. Урк (выше устья р. Даялык, Присаянская зона, слюдянская серия), дало цифру 309 млн. лет, полностью сходящуюся с данными калий-аргонового метода (300 млн. лет). 2. Урап-горий-свинцовым методом для цирконов из гнейсов в бассейне р. Китой А. И. Тугариновым и другими определены следующие значения возраста:

$$\frac{T_{Rb}^{207}}{P_{D}^{206}} = 1720 \text{ млн. лет,}$$

$$\frac{T_{Rb}^{206}}{U^{238}} = 1480 \text{ млн. лет,}$$

$$\frac{T_{Rb}^{207}}{U^{235}} = 4530 \text{ млн. лет,}$$

$$\frac{T_{Rb}^{208}}{Th^{232}} = 90 \text{ млн. лет.}$$

Слонстый характер строения шарыжалгайской серии, наличие прослоев кварцитов и мраморов свидетельствуют о том, что главная масса нижнеархейских пород представляет собой перекристаллизованные первично-осадочные и, вероятно, эффузивные (Додин, Маньковский, 1961; Додин, 1964) породы, накопившиеся за длительный период в условиях, близких к геосинклинальным. Общая мощность метаморфических пород шарыжалгайской серии около 9000 м, имеется 18 значений возраста, колеблющихся в интервале цифр от 2370 до 285 млн. лет. Большинство из этих цифр получено по биотитам и, безусловно, не отвечает не только действительному возрасту этих пород, но и времени их первичного регионального метаморфизма. Сходные цифры (1940—312 млн. лет) получены и по биотиту из пород китайского комплекса гнейсо-гранитов, располагающихся среди образований шарыжалгайской и слюдянской серий архея. Все они в той или иной мере характеризуют время накладывавшихся геологических процессов, обуславливавших омоложение древнейших образований. Естественно предположить, что только значения возраста 2370 и 2330 млн. лет, полученные по амфиболу из амфиболита Гар-

Результаты определения возраста гнейсов из основания шарыжалгайской серии Юго-Западного Прибайкалья свинцово-изохронным методом (Соботович и др., 1965)

Место взятия и характеристика проб	Изотопные отношения			Возраст, млн. лет
	$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$	
	В 1 км к востоку от Култука, мелкокристаллический серый гнейсо-гранит . . . . .	14,10	14,87	
Ж.-д. ст. Андрияновка, биотит-гранатовый гнейс . . . . .	14,60	15,15	33,76	2770 $\pm$ 200
Р. Правая Ангасалка, в 3—4 км от устья, вдали от зоны разлома, амфиболит . . . . .	15,76	15,33	37,71	2900 $\pm$ 350
Там же, недалеко от зоны разломов, мелкокристаллический амфиболитизированный и биотитизированный кристаллический сланец . . . . .	14,88	15,39	33,62	2500 $\pm$ 200
Там же, в зоне разломов, крупнокристаллический серый мигматит . . . . .	15,28	15,53	37,26	1700 $\pm$ 300
Там же, пятнистый мигматит . . . . .	15,63	15,68	37,51	1160 $\pm$ 600

ганской зоны и амфиболита р. Онот (ниже устья р. Усан-Гол), отвечают действительному возрасту регионального метаморфизма этих древнейших толщ. Однако, учитывая, что для пироксенов из биотит-пироксеновых гнейсов вышележащей слюдянской серии по рекам Янхор и Ерма (нижнее течение) получены значения возраста 2700, 2500, 2180 млн. лет (Никитина и др., 1964; Герлинг, Кольцова, Яковлев, 1964), нужно считать, что эти наиболее древние значения возраста для шарыжалгайской серии отвечают времени, хотя и очень древнего, но все же повторного метаморфизма. Действительно, Э. В. Соботович, С. М. Гращенко, А. В. Ловцюс (1965), используя свинцово-изохронный метод и метод «точки современного свинца», показали, что возраст гнейсов основания шарыжалгайской серии, удаленных от зон разломов и не измененных последующим протерозойским магматизмом, оценивается в 2900 млн. лет. В то же время для проб тех же пород, но взятых из зон разломов или в непосредственной близости от них, свинцово-изохронным методом получены резко омоложенные значения возраста (табл. 32).

Приведенные данные позволяют предположить, что оценка возраста шарыжалгайских гнейсов в 2900 млн. лет весьма близка к их действительному возрасту. Если это так, то стратиграфический возраст первичных пород должен оцениваться несколько большей цифрой.

Таким образом, радиологическими данными не только подтверждается наиболее низкое стратиграфическое положение шарыжалгайской толщи в разрезе Восточного Саяна, но и устанавливается принадлежность ее к древнейшим образованиям Земли.

С л ю д я н с к а я с е р и я, датируемая верхним археем, в отличие от монотонной шарыжалгайской серии характеризуется чередованием гнейсов, сланцев, кальцифиров и мраморов. При этом существенную роль в ее составе играют карбоновые породы. Степень метаморфизма пород слюдянской серии меняется в широких пределах: от гранулитовой и амфиболитовой фаций в узкой прибрежной полосе Байкала и между-речья Китой — Белая до низкотемпературных ступеней амфиболитовой фации, вплоть до фации зеленых сланцев в других местах ее распространения.

Взаимоотношения слюдянской серии с шарыжалгайской серией еще окончательно не выяснены. Одни исследователи объединяют слюдянскую серию вместе с шарыжалгайской в единый архейский комплекс (Додин,

1962, 1963; Додин, Маньковский, 1961; Никитина и др., 1964), другие шарыжалгайскую серию относят к нижнему архею, а слюдяную — к верхнему (Елизарьев, 1964<sub>2,3</sub>; Замараев, 1961; Парфенов, 1965, и др.). Некоторые исследователи, сопоставляя слюдяную серию с дербинской свитой графитистых мраморов центральной части Восточного Саяна, склонны относить ее даже к протерозою (Предтеченский и др., 1964; Смирнов, 1963; Смирнов, Булдаков, 1962, и др.).

Известно, что шарыжалгайская серия со слюдянской контактирует по глубинному разлому. Картированием установлено, что разлом под острым углом срезает субмеридиональные складки Шарыжалгайского выступа. Складчатые дислокации пород слюдянской серии между тем параллельны разлому и огибают юго-западный край выступа (Елизарьев, 1964<sub>3</sub>; Замараев, 1961). Эти соотношения свидетельствуют не только в пользу более высокого стратиграфического положения пород слюдянской серии по отношению к шарыжалгайской, но и о наличии между ними крупного углового несогласия.

Гнейсы и сланцы слюдянской серии архея характеризуются сорока тремя опубликованными значениями возраста, определенными по биотиту, амфиболу и пироксену (см. табл. 31). Как и для пород шарыжалгайской серии, полученные цифры колеблются в весьма широких пределах: от 2700 до 206 млн. лет. Наиболее древние значения получены по амфиболам и пироксенам: 2700 и 2180 млн. лет для моноклинового пироксена из пироксен-плагноклазового обособления в биотит-двупироксеновом гнейсе Оюотско-Бельской зоны по р. Урик и 2500 млн. лет по гиперстену из того же гнейса по р. Ерма. Данные по биотиту хотя и дают наибольший разброс от 1830 до 206 млн. лет, но, как и для шарыжалгайской серии, четко распадаются на две группы — одна с возрастными значениями 1830—1630 млн. лет отвечает нижнепротерозойскому времени, вторая, со значениями 658—206 млн. лет, — палеозою.

Анализируя данные абсолютного возраста пород слюдянской серии, Л. П. Никитина (Никитина и др., 1964<sub>2</sub>) предполагает, что возраст первичного регионального метаморфизма и мигматизации этой серии датируется абсолютным возрастом моноклинового пироксена из пироксен-плагноклазовых обособлений в биотит-пироксеновых гнейсах — 2700 млн. лет. Поскольку по другим пробам получены подобные, хотя и меньшие, значения возраста: 2500, 2180 млн. лет, — это предположение Л. П. Никитиной весьма правдоподобно. К сожалению, эти данные не подтверждены пока другими радиологическими методами. По гранитоидам и пегматитам, прорывающим породы слюдянской серии, получены в целом весьма низкие значения возраста.

Если считать, что возраст регионального метаморфизма равен 2700 млн. лет, тогда шестикилометровая толща осадков слюдянской серии должна быть древнее и хотя бы частично параллелизоваться с верхней частью канского комплекса Енисейского кряжа, как это допускалось в ряде стратиграфических схем (Додин, 1962).

В пределах Бирюсинской и Канской глыб древнейшим образованием является гнейсовый комплекс бирюсинской серии, отделенный от более молодых (определенно протерозойских) отложений разломами. В нижней части разреза бирюсинской серии преобладают монотонные биотитовые, гранит-биотитовые, амфибол-биотитовые и амфиболовые гнейсы. Средняя часть представлена пересланявающимися слюдяными сланцами и гнейсами с гранатом, дистеном, ставролитом, андалузитом, амфиболовыми гнейсами и амфиболитами с прослоями и линзами кварцитов и мраморов. В верхах разреза развиты мощные пачки кварцитов, перемежающихся с мелкозернистыми биотитовыми и амфиболовыми гнейса-

ми, амфиболитами и сланцами. Общая мощность серии оценивается в 5—6 км.

Бирюсинская серия одним исследователями (Молчанов, 1934; Обручев В. А., 1939; Кобеляцкий, 1947, и др.) относилась к архею, другими (Додин, Маньковский, 1961; Мац и др., 1962) — к нижнему протерозою. А. А. Предтеченский и др. (1964) высказывали мнение, что бирюсинская серия представляет собою гетерогенное образование: в ее состав входят преимущественно протерозойские отложения (глубоко измененные аналоги дербинской и кувайской серий) и в меньшей мере архейские образования. Однако В. Я. Хильтова (1961, 1964, 1965) убедительно показала, что сходство в структурном положении, общность петрологических особенностей и литологического состава пород бирюсинской серии и глубокометаморфизованного архея не могут оправдать исключение ее из архея и отнесение к протерозою. К тому же от нижнеархейских образований породы бирюсинской серии отличаются меньшей степенью метаморфизма (отсутствием гиперстеновых гнейсов). Многие черты строения бирюсинской серии сближают ее со слюдянской. Для бирюсинской серии также свойственны ритмичное тонкослоистое строение с чередованием различного состава гнейсов, сланцев, амфиболитов, кварцитов и мраморов, глубокий, но равномерный характер метаморфизма.

Учитывая промежуточное стратиграфическое положение гнейсового комплекса и его отличия по структурным и формационным особенностям, характеру и степени метаморфизма как от нижнего архея, так и от протерозоя, Ю. А. Косыгин и др. (1964) сочли наиболее правильным бирюсинскую серию датировать верхним археем.

По породам бирюсинской серии имеется 38 цифр возраста, определенных калий-аргоновым методом (см. табл. 31), из них 27 получены по биотиту. В основном они дали цифры, отвечающие каледонскому времени, — 578—420 млн. лет. По отдельным пробам получены несколько более древние значения — 636—752 млн. лет. По амфиболу и пироксену получены также каледонские значения — 652—450 млн. лет и только в трех случаях по амфиболу из амфиболита Канской глыбы — значительно более древние цифры — 1450, 1010 и 975 млн. лет. Аналогичные низкие значения установлены по слюдам и амфиболам для прорывающих породы бирюсинской серии гранодиоритов. Только в одном случае по амфиболу из основных пород Канской глыбы получен возраст 1175 млн. лет. Не вызывает сомнения, что молодые значения возраста отражают время наложенных процессов. Безусловно также и то, что возраст пород бирюсинской серии древнее 1175 млн. лет — вероятного возраста основных пород, прорывающих эту серию. Можно было бы предположить, что возраст основного этапа регионального метаморфизма близок 1450 млн. лет — возрасту амфибола из амфиболитов Канской глыбы. В этом случае вполне вероятным было бы относить время формирования самих пород к нижнему протерозою. Однако, как показали детальные исследования В. Я. Хильтовой (1961), В. Я. Хильтовой и И. Н. Крылова (1964), особенности метаморфизма пород бирюсинской серии, характер ее структурных взаимоотношений с определенно нижнепротерозойскими образованиями указывают на более древний, чем нижний протерозой, возраст. Этот вывод подтверждается геохронологическими данными, полученными по породам мангатгольской свиты. Мангатгольская свита большинством исследователей считается аналогом бирюсинской серии. Для гнейсов мангатгольской свиты, вскрытых по р. Оке, В. Я. Хильтова и И. Н. Крылов (1965) приводят цифры возраста, определенные по биотиту, — 1290, 850 и 293 млн. лет и по амфиболу, развившемуся по гиперстену из гранат-полевошпатового амфиболита, отсюда же — 2080 млн. лет



(см. табл. 31). Последняя цифра показывает, что процесс амфиболитизации гранулитов мангатгольской свиты проходил в верхнеархейское время, а значит, формирование самих пород должно было происходить значительно раньше.

Кроме того, для протерозойских толщ Урикско-Ийского грабена, срезающего складки бирюсинской серии, известны цифры 1510, 1670 и 2000 млн. лет, а для гранитов и пегматитов, прорывающих протерозойские толщи и породы бирюсинской серии, — 1600 млн. лет. Отсюда можно сделать вывод, что возраст пород бирюсинской серии заведомо превышает 2100 млн. лет и, возможно, близок возрасту енисейского метаморфического комплекса. В этом случае время формирования пород бирюсинской серии надо относить к верхнему архею.

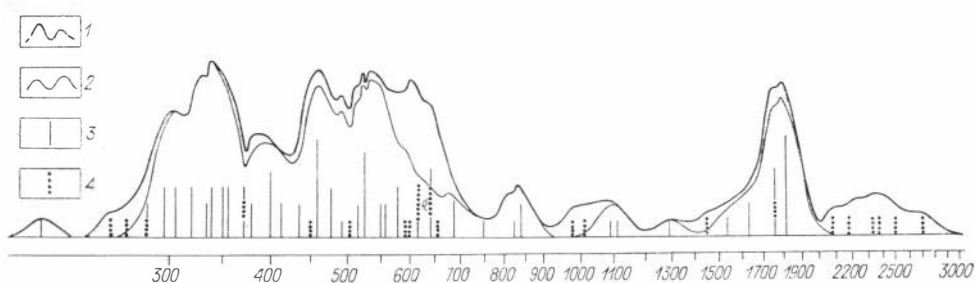


Рис. 14. Гистограмма возраста метаморфических пород архея Восточного Саяна.

1 — при учете всех имеющихся значений возраста, 2 — при учете только значений возраста по слюдам, 3 — возрастные значения по биотиту, 4 — возрастные значения по амфиболу или пироксену.

Выше указывалось, что во всех случаях определения абсолютного возраста архейских пород Восточного Саяна калий-аргоновым методом по биотиту получаются резко омоложенные значения возраста, по сравнению с действительными. Во многих случаях это касается также амфиболов и даже пироксенов.

Геологическими исследованиями устанавливается общность геологической истории древнейших пород Восточного Саяна, ныне располагающихся в разных структурных блоках. Это позволяет рассматривать цифры возраста по породам шарыжалгайской, слюдянской и бирюсинской серий как единую статистическую совокупность. Гистограмма, построенная по имеющимся цифрам возраста для архейских пород Восточного Саяна (рис. 14), выявляет некоторые интересные особенности в распределении возрастных данных, в частности, она определяет ряд важных этапов в геологической истории Восточного Саяна.

Прежде всего характерным является то, что по слюдам не получено значений возраста древнее 1800 млн. лет. Более древние (архейские) цифры определены только по амфиболам. На гистограмме четко выделяется три максимума: 2000—1600, 600—450, 360—290 млн. лет. Промежуток времени между древнейшим максимумом и максимумом в области 600—450 млн. лет характеризуется очень малыми плотностями возрастных значений. Наиболее древний максимум выделяется четко; он сравнительно узок, отделен минимумами как от более древних, так и от более молодых значений возраста. Характер пика, отсутствие более древних возрастных значений по слюдам позволяют утверждать, что он характеризует весьма интенсивный этап метаморфизма, имевший место на границе нижнего и среднего протерозоя и, по-видимому, связан с бело-

морской эпохой складчатости (Тугаринов, 1956). Это подтверждается и геологическими данными. Так, Л. П. Никитина, В. Я. Хильтова, Ф. П. Митрофанов и И. Н. Крылов (1964), обсуждая эти материалы, указывают, что в верхнеархейское-нижнепротерозойское время архейские породы Присаянской, Бирюсинской и Онотско-Бельской структур слагали глубоко погруженный фундамент геосинклинальных прогибов. В период складчатости, регионального метаморфизма нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных толщ и внедрения гранитондов архейские породы подвергались глубокой минералогической и структурной переработке. Пироксеносодержащие породы гранулитовой фации при регрессивном метаморфизме этого этапа замещались разнообразными биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и сланцами эпидот-амфиболитовой фации. Поэтому цифры по биотитам и часто амфиболом архейских пород отражают не время проявления прогрессивного регионального метаморфизма архейских толщ, а время регрессивного нижнепротерозойского метаморфизма.

Важным является тот факт, что биотиты из биотитового гнейсогранита китойского интрузивного комплекса, прорывающего образования шарыжалгайской и слюдянской серий архея, показали возраст 1900 млн. лет. Близкие значения дали мусковит из редкометалльных пегматитов р. Белая — 1700 млн. лет (Слепнев, Шанин, 1961) и мусковит из пегматита р. Ока — 1800 млн. лет (Хильтова, Крылов, 1965). Можно полагать, что действительный возраст китойского комплекса значительно древнее (значения возраста, полученные по слюдам интрузивных пород, несколько занижены).

Максимум плотностей возрастных значений в области 600—450 млн. лет обладает двумя вершинами — около 550 и 460 млн. лет, отвечающими этапам метаморфизма каледонской эпохи складчатости, в частности ее салаирской и таконской фазам, с которыми в Восточном Саяне связаны интенсивные проявления гранитондного магматизма. Наконец, самый последний этап омоложения, фиксируемый на гистограмме (см. рис. 14) максимумом с вершиной, отвечающей возрастному значению 360 млн. лет, обусловлен, по-видимому, метаморфизмом, связанным с крупной структурной перестройкой региона в герцинское время.

## ВОЗРАСТ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Для протерозойских пород имеется значительное количество (более 70) определений возраста калий-аргоновым методом по слюдам (главным образом по биотиту) и по амфиболам (см. табл. 33). Большая часть определений выполнена в Лаборатории геологии докембрия. Они опубликованы в работах Э. К. Герлинга, Т. В. Кольцовой и др. (1964), В. Я. Хильтовой, И. Н. Крылова (1964), А. А. Савельева (1961), Л. П. Никитиной, Ф. П. Митрофанова и др. (1964) и других.

Протерозойские отложения слагают осевую часть Восточного Саяна к юго-западу от Протеросаяна. Значительные площади их распространения известны также в пределах Сисимо-Казырской и Восточно-Тувинской кембрийских геосинклинальных систем. К северо-востоку от глубинного разлома, в Присаянье, протерозойские отложения выполняют Урикско-Ийский и Онотский грабены, расположенные среди ниже- и верхнеархейских образований. В Манском, Боксонско-Сархойском и других наложенных прогибах к протерозою относятся немые толщи, залегающие

ниже горизонтов с древнейшей кембрийской фауной. Сопоставление отдельных разрезов протерозоя Восточного Саяна связано со значительными трудностями, что вызвано не только недостаточной исследованностью протерозойских отложений, но, главным образом, их естественной фациальной изменчивостью и отсутствием коррелятивных признаков. Известные во многих районах Восточного Саяна комплексы строматолитов и онколитов из разных стратиграфических уровней еще далеко не изучены и пока не могут служить основой для стратиграфических построений. На современном этапе изученности сопоставление разрезов протерозоя на всей площади Восточного Саяна надежно, в лучшем случае, в объеме серий. Более детальная корреляция возможна лишь внутри каждого тектонического блока.

Метаморфические толщи протерозоя залегают на архее трансгрессивно с горизонтами базальных конгломератов (Маньковский, Тащилов, 1960), содержащих гальку пород архейского комплекса. Складчатые структуры протерозоя повторяют контуры глыб архейских пород, при этом наблюдается несоответствие плана их складчатых структур (Елизарьев, 1964).

В составе протерозойских образований Восточного Саяна выделяются два крупных комплекса, резко различающихся по формационному составу, степени метаморфизма и разделяющихся более или менее крупными несогласиями и перерывами. Нижний комплекс, относимый к нижнему протерозою, сложен графитистыми мраморами, гнейсами, кварцитами и другими породами. Он охватывает алыгджерскую, дербинскую, архутскую, иркутскую, камчадальскую, Соснового Байца, большебереченскую, жайминскую и другие свиты. Верхний комплекс (далдарминская, урикская, урманская, уртагольская, окинская, сублукская и другие свиты) сложен эффузивно-сланцевыми, карбонатными и терригенно-вулканогенными формациями. Породы нижнего комплекса регионально метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и прорваны интрузиями онотского комплекса с возрастом более 1780 млн. лет. Породы верхнего комплекса метаморфизованы преимущественно до фации зеленых сланцев и только иногда до эпидот-амфиболовой фации.

В составе пород нижнего комплекса какие-либо органические остатки отсутствуют, тогда как в породах верхнего комплекса встречаются многочисленные строматолиты и онколиты. Так, из манской свиты северо-западной части Протеросаяна определены *Osagia sibirica* Masl., из миричунской свиты центральной части Протеросаяна *Osagia tenilamellata* Reitl., *Osagia columnata* Reitl. и пластовые строматолиты *Irregularia* Korol. Многочисленные находки строматолитов и микропроблематики известны из монгошинской свиты юго-восточной части Протеросаяна, определенные И. К. Королюк как *Conophyton garganicus* Korol., *Collumnacollenia punctata* Korol., *Collumnacollenia* Korol., *Newlandia tuncinica* Korol., *Ircuteila* Korol. gr. nov., *Sajanica* Korol. gr. nov., *Osagia sajanica* Korol., гигантские строматолитовые постройки *Collumnacollenia giga* Kard. По данным И. П. Бузикова и др. (1964), отложения верхнего комплекса на территории Присаянской геосинклинали ложатся с перерывом и угловым несогласием на породы нижнего комплекса и архейские образования.

Все сказанное свидетельствует о принадлежности пород этих комплексов к разным структурным этажам и проявлении в конце времени накопления пород нижнего комплекса тектонических движений, приведших к образованию в ранее едином геосинклинальном прогибе ряда поднятий.

Для метаморфических пород нижнего комплекса имеется большое число возрастных определений. Однако только некоторые из них позволяют подойти к оценке времени их метаморфизма. Большинство полученных цифр характеризует время относительно молодых наложенных процессов.

Так, для пород дербинской серии, обнажающейся в осевой части Восточно-Саянского антиклинория, возрастные значения, полученные по биотиту и амфиболу, заключены в интервале от 1240 до 370 млн. лет (см. табл. 33). Аналогичные цифры получены и для магматических образований, прорывающих породы этой серии. В. Я. Хильтова и И. Н. Крылов (1964) предполагают, что древние цифры отвечают времени регионального метаморфизма, а наиболее молодые характеризуют время палеозойского омоложения. Нам представляется, что и древние значения тоже отвечают повторным этапам метаморфизма.

В юго-восточной части Восточного Саяна нижний протерозой представлен породами камчадальской свиты, свитой Соснового Байца и большереченской свитой. Для камчадальской свиты имеется одно значение возраста, полученное по биотиту из биотитового сланца Оютского грабена — 1880 млн. лет. Для пород свиты Соснового Байца получено два значения возраста — 1790 и 1630 млн. лет по биотиту из биотитового сланца и мусковиту из кварцита. Эти цифры, определенные по метаморфическим минералам, указывают, в лучшем случае, на верхнюю возрастную границу регионального метаморфизма, стратиграфический же возраст этих свит, естественно, больше. М. Л. Лурье и С. В. Обручев (1950) и ряд других исследователей высказывали мнение о верхнеархейском возрасте этих свит, однако такому представлению противоречат геологические данные. Прежде всего, рассматриваемые толщи отделены от архейских пород крупнейшим несогласием. Породы камчадальской свиты и свиты Соснового Байца, как указывают Л. П. Никитина, Ф. П. Митрофанов и др. (1964), характеризуются резко отличной степенью прогрессивного регионального метаморфизма по сравнению с породами архейского возраста. Породы архейского комплекса метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, при этом имеет место широкое проявление процессов ультраметаморфизма, в то время как породы камчадальской свиты и свиты Соснового Байца преобразованы всего лишь в условиях высокотемпературной части эпидот-амфиболовой (или низкотемпературной части амфиболитовой) фации.

Биотит и амфибол из пород камчадальской свиты и свиты Соснового Байца и из архейских пород, регионально диафторированных в условиях изофациальных с прогрессивным региональным метаморфизмом этих свит, имеют одинаковый абсолютный возраст (1890—1630 и 1830—1630 млн. лет соответственно). Это указывает на то, что архейский комплекс Присаянской зоны испытал складчатость и прогрессивный метаморфизм еще до периода складчатости и метаморфизма свит камчадальской и Соснового Байца, а в нижнепротерозойское время был повторно преобразован. Таким образом, приращение свит камчадальской и Соснового Байца к архейским образованиям противоречит всей совокупности данных, в том числе и радиологических. Их принадлежность к нижнепротерозойским образованиям устанавливается сейчас совершенно определенно.

Аналогичное стратиграфическое положение, по-видимому, имеет и амфиболито-сланцевая толща Урикско-Ийского грабена, которая по литологическому составу, характеру пересланвания пород и степени метаморфизма хорошо сопоставляется со свитой Соснового Байца. С вышележащей урикской свитой амфиболито-сланцевая толща находится в

структурном несогласии. Возраст пегматитов, прорывающих породы амфиболито-сланцевой толщи, по мусковиту определен в 1690 млн. лет (Слепнев, Шанин, 1961).

К этому же комплексу нижнего протерозоя в последнее время большинством исследователей (Бузиков и др., 1964; Хильтова, Крылов, 1965, и др.) относится также большеречинская (белоречинская) свита, залегающая в нижней части разреза Урикско-Ийского грабена. Она состоит из переслаивающихся гранато-биотитовых, кварцево-мусковитовых, мусковито-андалузитовых и амфиболовых сланцев. Степень метаморфизма этих пород отвечает эпидот-амфиболовой фации. Верхи большеречинской свиты сложены слабометаморфизованными песчаниками и алевролитами. Радиологическими данными для биотита из сланцев большеречинской свиты получены возрастные значения от 1523 до 1250 млн. лет (см. табл. 33). Свита прорывается гранитоидами, сопровождающимися пегматитами. Для мусковита из гранитов, прорывающих породы этой свиты, В. Я. Хильтова и Н. И. Крылов (1965) приводят цифры возраста 1490, 1500 и 1510 млн. лет. По мусковиту из пегматита, также прорывающего сланцы, получен возраст 1800 млн. лет, хорошо совпадающий с опубликованными Ю. С. Слепневым и Л. Л. Шаниным (1961) данными определения возраста мусковита редкометальных пегматитов бассейна рек Урик и Б. Белая — 1690 и 1790 млн. лет. Таким образом, радиологическими данными довольно определенно устанавливается, что формирование пород большеречинской свиты и их региональный метаморфизм проходили в более древнее, чем 1800 млн. лет, время и эти породы либо синхронны породам свит Соснового Байца и камчадальской, либо венчают нижнепротерозойский разрез Восточного Саяна, возможно, соответствуя низам свиты хр. Карпинского Енисейского кряжа.

На рис. 15 дана гистограмма возрастных значений для метаморфических пород нижнего протерозоя, показывающая, что подавляющее число цифр возраста, полученных для этих пород, не отвечает их геологическому положению, а характеризует различное время омоложения под воздействием наложенных геологических процессов. Статистически четко выявляется два этапа омоложения: каледонский — около 470 млн. лет и герцинский — около 330 млн. лет. Сравнение гистограммы для архейских (см. рис. 14) и для протерозойских (см. рис. 15) пород вскрывает как их сходство, так и различия. Прежде всего, нижняя и верхняя (по времени) границы разброса цифровых значений возраста по слюдам для тех и других пород почти одинаковы. И на гистограмме возраста архейских пород, и на гистограмме протерозойских пород четко выделяется минимум в области 950 млн. лет. Два наиболее молодых максимума на той и другой гистограммах отвечают близким значениям возраста: 340 и 460 млн. лет. Наиболее существенные различия заключаются в том, что на гистограмме для протерозойских пород практически отсутствует максимум 550 млн. лет и слабо выделяется максимум с возрастным значением 1800—1900 млн. лет. На гистограмме возраста архейских пород оба максимума выделяются четко. Черты сходства гистограмм свидетельствуют о том, что геологическая история комплексов этих пород в протерозойское время была общей, хотя в отдельные моменты интенсивность геологических процессов проявлялась различно, что скорее всего было связано с особенностями в геолого-структурном положении отдельных блоков этого крупного региона.

Выше было показано, что наиболее древние значения возраста, полученные по слюдам (в интервале 1400—2000 млн. лет при среднем значении возраста около 1800 млн. лет), отвечают времени регионального ме-

таморфизма нижнепротерозойских отложений и времени повторного метаморфизма архейских образований, связанных с беломорским тектономагматическим циклом. Естественно, что и более поздние этапы омоложения (550, 460, 340 млн. лет) протерозойских и архейских пород, четко выявляемые при статистическом анализе имеющимся по ним возрастными данными, обусловлены также явлениями метаморфизма, связанными как с процессами тектогенеза, так и с внедрением магматических масс.

Для верхней части разреза протерозойских толщ Восточного Саяна, представленных относительно слабометаморфизованными породами, имеется не много определений абсолютного возраста. Наиболее древние из этих пород охарактеризованы радиологическими данными в разрезе Присаянской зоны, наиболее молодые — главным образом в разрезе Иркутно-Окинской зоны. Для пород из подошвы урикской свиты определен

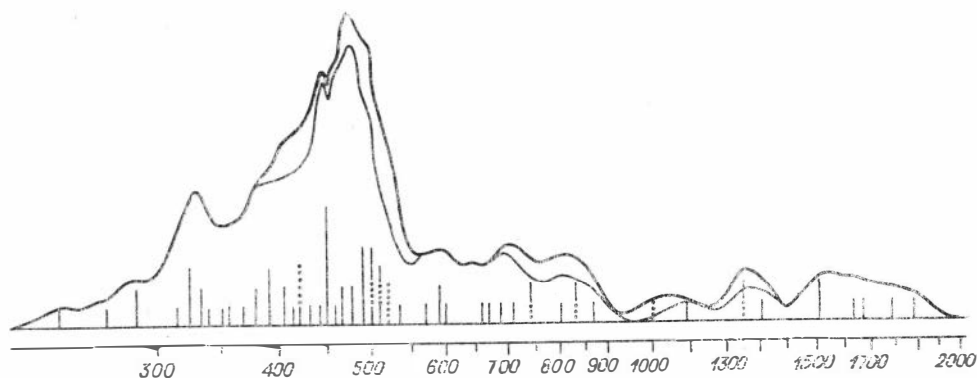


Рис. 15. Гистограмма возраста метаморфических пород протерозоя Восточного Саяна. Усл. обозначения см. рис. 14.

возраст 1500 млн. лет, а из кровли этой свиты 1380 млн. лет, возраст далдарминской свиты — 1670 млн. лет, аршанской — 1315, ермосохинской — 800, урманской — 1000, карагаской — 708, оселковой — 620, монгошинской — 870, 800, 720 млн. лет. Ирси́нская свита прорывается гранитоидами с возрастом 1085 млн. лет. Для кварцевого порфира, секущего отложения субликской свиты, определен возраст 1085 млн. лет. Согласно этим данным все толщи верхней части разреза восточно-саянского докембрия являются верхнепротерозойскими, и начало их формирования отделено огромными промежутками времени от нижнепротерозойских метаморфических образований — от 200 млн. лет в Присаянской зоне до 900 млн. лет в Дербинско-Удинской зоне. Таким образом, как в Енисейском кряже, так и Восточном Саяне намечается отсутствие среднепротерозойских отложений. В течение всего среднего протерозоя почти на всей территории региона господствовал континентальный режим. В конце среднего протерозоя (около 1800—1700 млн. лет) началось погружение Присаянской зоны Восточного Саяна, сопровождавшееся накоплением осадков далдарминской свиты. В других зонах континентальный режим сохранялся вплоть до среднего рифея, а Дербинско-Удинская зона начала погружаться только в начале верхнего рифея, т. е. около 1000 млн. лет назад. Это противоречит существующим представлениям и данным многих исследователей о согласном налегании толщ верхнего протерозоя на нижнепротерозойских образованиях. Мы не собираемся сейчас обсуждать это противоречие и считаем необходимым рекомендовать

проведение дальнейших специализированных геохронологических исследований.

Имеющиеся радиологические данные позволяют уточнить стратиграфическое положение некоторых толщ и рассмотреть вопрос о возрасте слоев, венчающих докембрийский разрез Восточного Саяна. Это прежде всего касается монгошинской свиты. По цементу базального конгломерата монгошинской свиты определен возраст 823 млн. лет, а по биотиту из сланцев, лежащих над этими конгломератами, 870 млн. лет. Возраст же хлоритизированного биотита из гранито-гнейсов, лежащих под теми же конгломератами, — 1084 млн. лет. Для верхней части монгошинской свиты, сложенной филлитовидными сланцами (р. Монгоши), возраст оказался равным 708 млн. лет (табл. 33).

Для ермосохинской свиты (Присаянская зона), которая параллелизуется с нижней частью монгошинской свиты и в своем основании имеет конгломераты с гальками пород большеберчинской, урикской и аршанской свит, граносиенитов и биотитовых гранитов саянского комплекса, по устному сообщению А. Л. Додина, получена цифра возраста 800 млн. лет.

Исходя из этих данных, допускаем, что формирование пород монгошинской свиты могло проходить в интервале от 1000—900 до 700 млн. лет. Поэтому нельзя согласиться с теми исследователями, которые склонны сопоставлять монгошинскую свиту (мощность 3500 м) с полным объемом кувайской серии (мощность более 8000 м). Основанием для такого сопоставления было то, что строматолиты *Conophyton garganicus* Korol из нижней части разреза монгошинской свиты, определенные ранее В. П. Масловым как *Conophyton cylindricus* Masl, широко распространены в нижнем рифее Урала и в породах омахтинской свиты Учуро-Майского района. Время седиментации омахтинской свиты определяется по глаукониту в 1400 млн. лет, а возраст рифея Урала — в интервале от 1600—1500 до 1400—1350 млн. лет. Действительно, если кувайская серия, объединяющая далдарминскую, урикскую, аршанскую, ирсимскую свиты, по радиологическим данным, тоже формировалась в интервале 1700—1200 млн. лет и, следовательно, синхронна с отмеченными свитами рифея Урала и Учуро-Майского района, то монгошинская свита образовалась в период 1000—700 млн. лет, и ее стратиграфическое положение, бесспорно, значительно выше.

В верхах докембрийского разреза Восточного Саяна располагается комплекс немых терригенных пород, характеризующихся появлением грубообломочных, местами красноцветных молассовидных толщ. От подстилающих отложений протерозоя этот комплекс почти повсеместно отделен перерывами и несогласиями. Он залегает на разных горизонтах протерозоя, а местами — на архейских образованиях. С вышележащими, палеонтологически охарактеризованными, отложениями кембрия он нередко имеет постепенные переходы. Недостаточная изученность переходных слоев и бедность их органическими остатками обуславливают трудности в определении действительного объема этого комплекса. Нередко отдельные его части причленяются то к палеозою, то к верхним горизонтам протерозоя. Многими исследователями этому комплексу придается самостоятельное значение, и он выделяется в качестве промежуточного между протерозоем и нижним кембрием (Хоментовский, Семихатов, Репина, 1960). В настоящее время к комплексу переходных слоев от протерозоя к кембрию относятся ангульская и анастасьинская свиты в Дербинско-Удинской зоне, сархойская и горхонская свиты Иркутско-Окинской зоны, карагасская и оселковая свиты Бирюсинско-Канской зоны и Присаянья, а также ушаковская свита Юго-Западного Прибайкалья.

Результаты определения возраста протерозойских метаморфических пород Восточного Саяна калий-аргоновым методом

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Источник данных
Р. Сигац, дербинская серия, амфибол из гнейса	1240±250	Э. К. Герлинг и др. (1964)
Там же, пироксен из тонкопелосчатого гнейса . . .	830±250	Там же
Там же, амфибол из тонкопелосчатого гнейса . . .	736±120	"
Там же, биотит из тонкопелосчатого гнейса . . .	370	"
Там же, биотит из гнейса . . . . .	448,480	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1964)
Р. Агул, дербинская серия, амфибол из гнейса . . .	516±50	Э. К. Герлинг и др. (1964)
Там же, биотит из гнейса . . . . .	451±20	Там же
Там же, амфибол из мрамора . . . . .	516±50	"
Верховья р. Б. Бирюса, дербинская серия, биотит из мрамора . . . . .	500	"
Р. Чатыг-Хем, бассейн р. Агул, дербинская серия, биотит из биотитового гнейса . . . . .	490	И. Н. Крылов, В. Я. Хильтова (1964)
Там же, биотит из графитового сланца . . . . .	454, 460	Там же
Там же, биотит из гнейса . . . . .	390	"
Центральное поднятие Восточно-Саянского антиклинория, слюда из метаморфических пород	488, 434, 406	"
Р. Дода, биотит из кристаллического известняка	507	А. А. Савельев (1964)
Р. Оног у пос. Оног, камчадальская свита, биотит из биотитового сланца . . . . .	18±0	Л. П. Никитина, И. П. Бузиков (1964)
Там же, свита Соснового Байца, биотит из биотитового сланца . . . . .	1790	Там же
Там же, свита Соснового Байца, мусковит из кварцита . . . . .	1630	"
Р. Ока, сланцы . . . . .	1670	"
Р. Сосновка, Восточно-Саянский антиклинорий, биотит из биотитового гнейса . . . . .	510	И. Н. Крылов, Л. П. Никитина, И. П. Бузиков. (1964)
Окинская зона, слюда из метаморфических пород	284, 285	Там же
Китойская зона, биотит из метаморфических пород . . . . .	740, 687	"
Р. Тажан-Гол, амфибол из амфиболового сланца	500±50	"
Р. Ушаринга, амфибол из амфиболового сланца	420±50	"
Р. Шара-Гол, приток р. Китой, биотит из слюдистого сланца . . . . .	390	"
Междуречье Урта-Гол — Ара-Хонголкой, биотит из слюдисто-кварцевого сланца . . . . .	406	ИГиГ СО АН СССР
Р. Убур-Хонголкой, приток р. Китой, биотит из биотитового гнейса . . . . .	383	Л. П. Никитина, И. П. Бузиков и др. (1964)
Правобережье р. Ара-Хонголкой, правого притока р. Китой, биотит из гнейса, залегающего среди мраморов иркутской свиты . . . . .	380	ИГиГ СО АН СССР
Там же, мусковит из гнейса . . . . .	477	"
Р. Ара-Хонголкой, приток р. Китой, биотит из гнейса . . . . .	356	Л. П. Никитина, И. П. Бузиков и др. (1964)
Там же, биотит из гранато-биотитового кристаллического сланца . . . . .	326	Там же
Р. Бага-Хонголкой, приток р. Китой, биотит из гранато-биотитового гнейса . . . . .	350, 320	"
Китойская зона, биотит из метаморфических пород . . . . .	339, 333, 325	"



Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Источник данных
Водораздел рек Ара-Хонголдой и Бага-Хонголдой, биотит из гнейса . . . . .	335	Л. П. Никитина, И. П. Бузики и др. (1964)
Водораздел рек Урта-Гол и Ара-Хонголдой, правобережье р. Китой, биотит из кварцево-карбонатно-сланцевого сланца . . . . .	315	Там же
Р. Ока, большевиченская серия, биотит из сланца	1506, 1523 1300, 1250	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1965)
Р. М. Янгоза, биотит из кристаллического известняка . . . . .	485	А. А. Савельев (1961)
Р. Кан, Канская глыба, амфибол из амфиболита	670	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1964)
Там же, биотит из сланца . . . . .	534 ± 20	Там же
Р. Агул, Канская глыба, биотит из гнейса . . . . .	660	В. Я. Хильтова (1961)
Там же, биотит из хлорито-биотитового гнейса	567	”
Удинско-Колбинская тектоническая зона, биотит из метаморфических пород . . . . .	502, 462	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1964)
Р. Б. Бирюса, Удинско-Колбинская тектоническая зона, биотит из мрамора . . . . .	500	Там же
Р. Тагул, слюда из метаморфических пород . . . . .	465	”
Р. М. Тагул, биотит из мрамора . . . . .	415	”
Р. Туманшет, амфибол из амфиболового сланца	1000	”
Интенсивно хлоритизированный биотит из диафоритизированных гранит-гнейсов архея, лежащих под конгломератами монгошинской свиты . . . . .	1084	Л. Н. Никитина (1963)
Р. Топхор-Жалга, биотит из сланцев монгошинской свиты, лежащих над базальными конгломератами . . . . .	870	Л. П. Никитина, И. П. Бузики и др. (1964)
Окинская зона, цемент базального конгломерата монгошинской свиты . . . . .	823	Там же
Р. Монгоши, филлитовидный сланец (монгошинская свита), подстилающий конгломераты сархойской свиты . . . . .	708	”
Р. Саган-Гол, левобережье р. Ока, биотит из гранат-биотит-кварцевого кристаллического сланца . . . . .	488	”
Там же, биотит из гнейса . . . . .	438	”
Р. Хончен, левый приток р. Урик, биотит с амфиболом из биотит-амфиболового гнейса . . . . .	390	”
Ермосохинская свита	800	А. Л. Додин
Янгозинская зона, биотит из амфибол-биотитового сланца . . . . .	452	Лаборатория геологии докембрия
Уртагольская свита, амфибол из амфиболового сланца . . . . .	510 ± 20 420 ± 50	Э. К. Герлинг и др. (1964)
Агульская зона, биотит из диопсидового гнейса	445	Там же
Р. Джида, слюда из гнейсов . . . . .	234, 265	Лаборатория геологии докембрия
Сыдинское железорудное м-ние, выветрелый серицитовый сланец . . . . .	590, 600	ИГиГ СО АН СССР
Сыдинское железорудное м-ние, серицитовый сланец кувайской свиты верхнего протерозоя . . . . .	588	Л. Н. Овчинников (1959)
Р. Урик, «Чертовы ворота», амфиболит-сланцевая толща, биотит из биотитового сланца . . . . .	436, 480	Л. П. Никитина, И. П. Бузики и др. (1964)
Р. Дзен-Гол, Урикско-Ийский грабен, урикская свита, слюдястый сланец . . . . .	617	Там же

Отнесение ангульской и анастасьинской свит к переходным слоям основано на том, что в западной части Манского прогиба толща граувакк, соответствующая ангульской и анастасьинской свитам восточных районов прогиба, перекрыта существенно карбонатной бирюсинской свитой. Верхи бирюсинской свиты содержат фауну археоциат базаихинского горизонта. Из верхней части разреза анастасьинской свиты известны единичные находки гиолитов. Поскольку базаихинский горизонт характеризует почти самые нижние части кембрия, а мощность анастасьинской свиты ниже горизонтов с гиолитами составляет около 2 км, естественно ангульскую и большую часть анастасьинской свиты относить к докембрийским образованиям. М. А. Семихатов и В. В. Хоментовский (1964) к докембрию относят также нижнюю часть бирюсинских известняков, подстилающих слои с базаихинской фауной.

В Боксон-Сархойском прогибе на породах монгошинской и ильчирской свит протерозой с резким угловым несогласием и базальными конгломератами в основании залегают пестроцветная вулканогенно-терригенная сархойская свита и карбонатная боксонская серия. В базальных конгломератах сархойской свиты содержится галька различных метаморфических пород и гранитоидов. Боксонская серия, согласно перекрывающая сархойскую свиту, расчленяется на четыре свиты: забитскую свиту доломитов, харгантинскую свиту песчаников, сланцев и доломитов, билютинскую свиту доломитов с кремнями и хужиртойскую свиту известняков. Свиты отделяет друг от друга перерывами. А. Л. Додин забитскую свиту выделяет под названием горхонской, а вышележащие свиты объединяет в собственно боксонскую свиту. В верхней подбите боксонской свиты Д. В. Титовым и Г. В. Махиным обнаружены археоциаты, которые, по данным И. Т. Журавлевой, сопоставляются с археоциатами камешковского горизонта верхней половины нижнего кембрия (Волколаков, 1960). Абсолютный возраст боксонских отложений, залегающих в основании харгантинской свиты, свинцовым методом определен в 540 и 580 млн. лет.

Таким образом, нижнекембрийский возраст боксонской свиты устанавливается совершенно определенно различными методами. За нижнюю границу кембрия принимается подошва собственно боксонской свиты или кровля горхонской (забитской) свиты. Основанием для этого явились данные И. К. Королюк, показавшей, что забитская свита боксонской серии характеризуется своеобразными формами строматолитов, которые, за редким исключением, не встречаются в более высоких свитах разреза боксонской серии. В забитской свите И. К. Королюк были установлены *Conophyton lituus* Masl., *Planocollina serrata* Korol., *Sacculia ovata* Korol., *Newlandiaeformis*, *Collumnaefacta elongata* Korol. Выше по разрезу боксонской серии были определены *Boxonia gracilis* Korol., *Colleniella hemisphaerica* Korol., *Collumnaefacta elongata* Korol., по своей морфологии сходные с кембрийскими формами.

В Присяянье нижняя граница кембрия проводится по подошве усть-тагульской свиты и ее аналогов, в составе которых отмечаются находки червей *Sabellidites* и гастроподы *Pelagiella*, и по подошве пестроцветной мотской свиты, абсолютный возраст глауконита из низов которой определен в 609 млн. лет. Некоторые геологи низы мотской свиты параллелизуют с оселочной свитой переходного комплекса и тем самым несколько повышают положение нижней границы кембрия.

В северо-западном Присяянье под конгломератами усть-тагульской свиты располагаются преимущественно терригенные карагасская и оселочная свиты. Во внутренних районах Иркутского амфитеатра аналоги карагасско-оселочного комплекса местами подстилаются толщей кварце-

ных порфиоров с абсолютным возрастом 980 млн. лет (Парфенов, 1965). Для верхов карагасской свиты возраст определен в 708 млн. лет, а для верхов оселочной свиты — в 620 млн. лет. Эти данные как будто бы достаточно надежно характеризуют время формирования переходного комплекса, поскольку многими исследователями карагасская и оселочная свиты соответственно сопоставляются с ангульской и анастасьинской свитами, которые в пределах Манского комплекса отвечают полному объему переходных слоев. Однако, как справедливо замечает Л. М. Парфенов (1965), максимальная мощность карагасско-оселочного комплекса в Северо-Западном Прибайкалье более чем на километр превышает мощность ангульской и анастасьинской свит. При одинаковом их стратиграфическом объеме соотношения мощностей должны бы быть обратными, поскольку карагасско-оселочный комплекс формировался в платформенных условиях, а ангульская и анастасьинская свиты накапливались в прогибах геосинклинального типа. В связи с этим необходимо считать, что верхнедокембрийские отложения соответствуют лишь верхней части карагасско-оселочного комплекса.

Таким образом, анализ материалов по Восточному Саяну показывает, что граница между кембрием и докембрием датируется интервалом 610—600 млн. лет, а все время формирования переходных слоев, отвечающее вендскому периоду, оценивается приблизительно в 100 млн. лет, что полностью соответствует выводу, сделанному выше при анализе материалов по Енисейскому краю.

## ВОЗРАСТ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Геологическими исследованиями установлено, что в истории Восточного Саяна имели место крупные периоды магматической деятельности в архейское, нижне- и верхнепротерозойское, нижне- и среднепалеозойское время. К сожалению, радиологические данные, полученные исключительно калий-аргоновым методом, дают весьма скудный материал для точной датировки магматических этапов в докембрийской истории Восточного Саяна. Только в единичных случаях (табл. 34) получают цифры, отвечающие по своим значениям тому или иному вероятному этапу магматизма в докембрийское время. Подавляющая же масса цифр возраста имеет весьма низкие значения, соответствующие каледонскому и герцинскому этапам палеозоя. Гистограмма возраста для докембрийских интрузивных пород (рис. 16) по общему своему характеру весьма близка к гистограммам, построенным по возрастным значениям для метаморфических пород докембрия (см. рис. 14, 15). Так же, как и там, значения возраста заключены в интервале от 300 до 2000 млн. лет, более древние значения возраста отделены от более молодых минимумом, отвечающим 750 млн. лет, а наибольшей плотностью обладают молодые значения возраста, дающие высокие и широкие максимумы около 470 и 340 млн. лет.

В общем ту же картину показывают и радиологические данные для пегматитов (табл. 35, рис. 17), хотя более четко выделяется максимум, отвечающий нижнепротерозойскому и каледонскому этапам метаморфизма. Интересно отметить, что небольшое число данных, определенных уран-торий-свинцовым методом (табл. 36), имеет те же низкие значения возраста. Представляется весьма важным проведение широких геохронологических исследований докембрийских интрузивных пород Восточного Саяна с привлечением рубидий-стронциевого и уран-торий-свинцового методов.

**Результаты определения возраста докембрийских интрузивных пород Восточного Саяна калий-аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Источник данных
Водораздел рек Уржа-Гол — Ара-Хонголкой, биотит из гранита краевой части массива	415	ИГиГ СО АН СССР
Р. Ара-Ошой, араошойский интрузивный комплекс верхнего протерозоя, биотит из двуслюдяного гранита . . . . .	315, 316 320	Л. П. Никитина, И. П. Бузикив и др. (1964)
Р. Иден, Иденский массив, дербинский комплекс гранитоидов, биотит из гранита . . . . .	417	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1964)
Там же, биотит из микроклиновых и олигоклазовых гранитов	448	Лаборатория геологии докембрия
Там же, биотит из ксенолитогнейса в гранитном массиве саянского комплекса . . . . .	546	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1964)
Там же, слюда из гранита . . . . .	407, 480	Там же
Р. Сигаг, биотит из пегматоидного гранита саянского комплекса . . . . .	450	»
Р. М. Бирюса, биотит из гранита саянского комплекса . . . . .	464	»
Бассейн Ангульского озера, биотит из дайки гранита . . . . .	460	»
Додский массив, биотит из плагиогранита . . . . .	486, 542	»
Р. Тогул, биотит из биотитового гранита саянского комплекса . . . . .	486, 680	»
Окинская зона, слюда из гранитоидов . . . . .	388	Л. П. Никитина, И. П. Бузикив и др. (1964)
Тункинско-Хамардабанская зона, мусковит из роговиков	391, 526	Там же
Р. Убур-Хонголкой, хонголкойский комплекс, биотит из биотитового гранита . . . . .	329, 318, 333	»
Водораздел рек Тажонгол — Ушаршига, хонголкойский комплекс, биотит из гранита . . . . .	377, 342, 370, 797 834, 680± ±50	»
Там же, обыкновенная роговая обманка из амфиболового роговика	394	»
Китойская зона, амфибол из гранита . . . . .	329, 355	»
Там же, мусковит из роговиков . . . . .	427, 491	»
Там же, биотит из гранита . . . . .	355	»
Р. Урта-Гол, приток р. Китой, биотит из плагиогранита, прорывающего уртагольскую свиту . . . . .	377±20	Э. К. Герлинг и др. (1964)
Там же, амфибол из амфиболового роговика на контакте с гранитом . . . . .	410±50	»
Р. Ара-Саган-Шулут, саганшulutский комплекс, биотит из гнейсовидного биотитового гранодиорита . . . . .	337	Л. П. Никитина, И. П. Бузикив (1964)
Там же, биотит из гнейсовидного амфиболо-биотитового гранита . . . . .	337, 346	Там же
Р. Эхе-Булнай, саганшulutский комплекс, биотит из гнейсовидного биотитового гранодиорита . . . . .	346, 373	»
Р. Бага-Хонголкой, саганшulutский комплекс, биотит из милонитизированного гнейсо-гранодиорита . . . . .	361	»
Р. Ара-Хонголкой, саганшulutский комплекс, биотит из мигматита . . . . .	359	»
Там же, биотит из гранита . . . . .	335	ИГиГ СО АН СССР

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Источник данных
Р. Урик, Урикско-Нийский грабен, саянский комплекс, биотит из биотитового гранита, прорывающего урикскую свиту . . . . .	1085	Л. П. Никитина, И. П. Бузиков и др. (1964)
Там же, то же . . . . .	1250, 1400	Иркутское геологическое управление, С. И. Тарасевич
Р. Она, мусковит из гранита, прорывающего породы большеречинской серии . . . . .	1490, 1500 1510	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1964)
Хр. Хамар-Дабан, р. Хохюр-Гол, зангисанский комплекс (более древний, чем саянский и сорхойский комплексы), биотит из биотитового гранита . . . . .	386	Л. П. Никитина, И. П. Бузиков и др. (1964)
Р. М. Тагул, биотит из цемента ороговикованного конгломерата . . . . .	446	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1964)
Р. Б. Агул, амфибол из габбро-амфиболита нижнего протерозоя . . . . .	516	Там же
Р. Кан, Канский массив, мусковит из гранита нижнего протерозоя . . . . .	497, 555, 585	»
Там же, биотит из гранита . . . . .	860 ± 250	»
Там же, мусковит, развинченный по биотиту гранита . . . . .	585	А. А. Савельев (1961)
Р. Тукша, биотит из дайки гранита нижнего протерозоя . . . . .	499	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1964)
Р. М. Агул, Канская глыба, мусковит из пегматоидного гранита нижнего протерозоя . . . . .	670	Там же
Там же, амфибол из массива нижнепротерозойских основных пород, прорывающих бирюсинскую серию . . . . .	1175	Э. К. Герлинг (1964)
Р. Арзыбеи, биотит из плагногранита . . . . .	603	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1964)
Там же, амфибол из ксенолита в граните . . . . .	613	Там же
Там же, биотит из гранита, прорывающего бирюсинскую серию . . . . .	1055	»
Р. Крол, слюда из гранитоида . . . . .	918, 630	»
Р. Эхе-Гол, китойский комплекс, биотит из биотитового гнейсо-гранита, залегающего среди пород шарыжалгайской серии . . . . .	312, 388	Э. К. Герлинг и др. (1964)
Верховья р. Оки, китойский комплекс, биотит из биотитового гранито-гнейса . . . . .	1040 ± 100	Там же
Водораздел рек Урик — Гарган Иркутский, китойский комплекс гранитоидов, биотит из биотитового гнейсо-гранита . . . . .	1900, 1940	Л. П. Никитина, И. П. Бузиков и др. (1964)
Гранитоиды оюотского комплекса, прорывающие нижнепротерозойские образования . . . . .	1780, 1750	И. П. Бузиков и др. (1964)

В связи со сказанным мы воздерживаемся от рассмотрения возрастного положения конкретных интрузивных комплексов, выделяемых в пределах Восточного Саяна, тем более что этому вопросу на основе геологических наблюдений и соображений посвящено много работ разных исследователей.

Отметим только, что, поскольку В. Я. Хильтова (1964), исходя из соотношения гранитоидов со структурами бирюсинской серии, считает

наиболее вероятным нижнепротерозойский возраст канского интрузивного комплекса, можно предполагать синхронность последнего с тараканским комплексом в Енисейском крае и оценивать его возраст в 2000—2100 млн. лет.

Еще более древними являются метаморфизованные основные породы урдаокинского комплекса, проявляющегося в Уднско-Калбинской зоне в пределах полосы, ограниченной тектоническими нарушениями и протягивающейся на 70 км от р. М. Бирюса до р. М. Тогул. Эти породы прорваны канскими гранитами. По тем и другим получены близкие значения возраста: 1055 млн. лет для пород канского массива и 1175 млн.

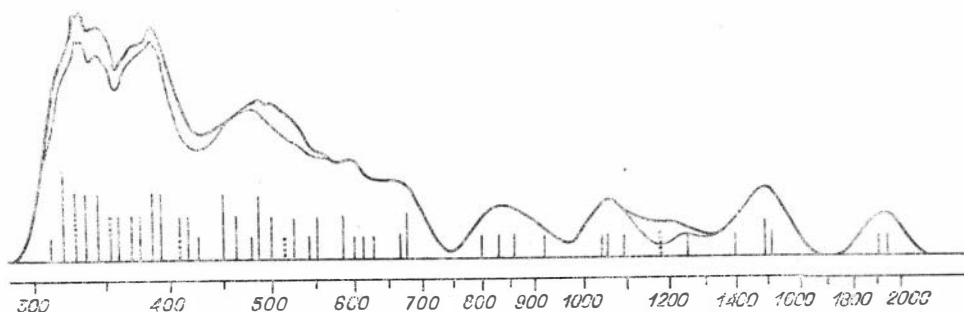


Рис. 16. Гистограмма возраста докембрийских интрузивных пород Восточного Саяна.  
Усл. обозначения см. рис. 14.

лет по амфиболу из основных пород ангульского массива, что указывает на одновременность воздействия на них метаморфических процессов в верхнепротерозойское время, возможно, в связи с тектоно-магматическим циклом, обусловившим формирование саянского и синхронных ему интрузивных комплексов. Интрузии саянского комплекса прорывают породы дербинской серии и урикской свиты и перекрываются отложениями ермосохинской свиты, для которой определен возраст 800 млн. лет. Для пород собственно саянского комплекса известны цифры возраста от 1400 до 1085 млн. лет (см. табл. 34). Формирование его вероятнее всего связывать с гренвилевским тектоно-магматическим этапом, имевшим существенное значение и в докембрийской истории Енисейского края.

Интрузивные породы палеозойского времени в пределах Восточного Саяна пользуются широким развитием. Среди них выделяется ряд разновозрастных комплексов. Для них имеется большое количество определений возраста калий-аргоновым методом (табл. 37). Для наиболее древнего (ийского, по А. Л. Додину) комплекса ультраосновных пород радиологические данные отсутствуют. На основе ряда геологических данных исследователи считают, что наиболее вероятный возраст комплекса ультраосновных пород — кембрийский. А. Л. Додин (1958) сопоставляет их

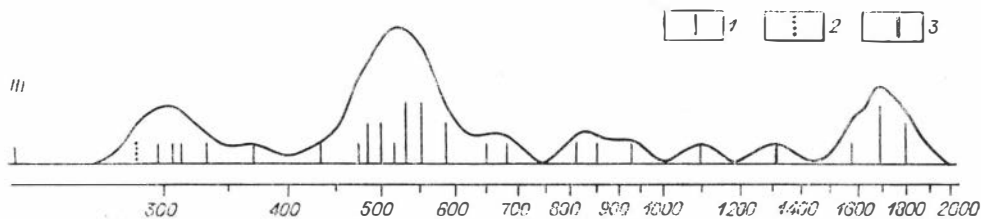


Рис. 17. Гистограмма возраста пегматитов Восточного Саяна.

1 — возрастные значения по биотиту; 2 — возрастные значения по амфиболу или пироксену; 3 — возрастные значения по полевоому шпату.

**Результаты определения возраста пегматитов Восточного Саяна калий-аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Источник данных
Р. Бирюса, по мусковиту . . . . .	478,488	
Пос. Нерой II, жила № 6, по биотиту . . . . .	516	В. Я. Хильтова,
	532	И. П. Крылов (1964)
Там же, по мусковиту . . . . .	498,549	Там же
Пос. Нерой I, по биотиту . . . . .	529,530	»
Р. Тепса, по биотиту . . . . .		»
Там же, по мусковиту . . . . .	498,592	»
Хр. Хамар-Дабан, р. Хохюр-Гол, саянский комплекс среднего протерозоя (1085 млн. лет), по мусковиту из пегматита . . . . .	485	Л. П. Никитина,
Дербинская серия, биотит из пегматита . . . . .	430	И. П. Бузиков и др. (1964)
Окинская зона, амазонитовые пегматиты шагай-тегольского комплекса, по биотиту . . . . .	307*,312	Э. К. Герлинг и др. (1964)
Тункинский массив сархойского комплекса, мусковит из кварц-мусковитовой жилы . . . . .	329	Л. П. Никитина, И. П. Бузиков и др. (1964)
Р. Нахор, мусковит из кварц-мусковитовой жилы среди гранитоидов сархойского комплекса . . . . .	370	Там же
Р. Урик (ниже устья р. Ара-Шинга), по моноклининому пироксену . . . . .	280	»
Там же, по биотиту из жилы, прорывающей слюдяную серию . . . . .	294	Э. К. Герлинг и др. (1964)
Р. Урик, «Чертовы ворота», мусковит из жилы, прорывающей амфиболито-сланцевую толщу . . . . .	1082	Л. П. Никитина, И. П. Бузиков и др. (1964)
Там же, по микроклину . . . . .	1300±50	Там же
Там же, по мусковиту . . . . .	1690±50	Ю. С. Слепнев, Л. Л. Шанин (1964)
Верховья р. Тукша, по мусковиту . . . . .	548	Там же
Р. М. Агул, по мусковиту . . . . .	550	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылова (1964)
Верховья р. Пезо, по мусковиту . . . . .	587	В. Я. Хильтова (1961)
Р. М. Агул, по мусковиту . . . . .	652	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1964)
Гарганская зона, по мусковиту . . . . .	683	Там же
Верховья р. Ока, китайский комплекс, по биотиту . . . . .	814	Л. П. Никитина, И. П. Бузиков и др. (1964)
Р. Мангатгол, биотит из пегматита, прорывающего гнейсы мангатгольской серии архея . . . . .	850	Там же
Р. Мангатгол, биотит из жилы, прорывающей гнейсы мангатгольской серии . . . . .	926	И. Н. Крылов, В. Я. Хильтова (1965)
Присаянская зона, по мусковиту . . . . .	209	Л. П. Никитина, И. П. Бузиков и др. (1964)
Присаянская зона, по биотиту . . . . .	1680	Там же
Р. Тагул, по мусковиту . . . . .	1570	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1964)
Среди карагасской и оселочной позднекембрийских свит имеются тектонические клинья, в которых протерозойские породы прорваны гранитами и пегматитами, мусковит из пегматита . . . . .	1670	Там же
Р. Белая, мусковит из редкометалльных пегматитов . . . . .	1790±50	Ю. С. Степанов, Л. Л. Шанин (1961)
Р. Ока, мусковит из пегматита, прорывающего породы большеречинской серии протерозоя . . . . .	1800	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1965)

\* Определения возраста рубидий-стронциевым методом биотита и микроклина из гранитоида, рассекаемого пегматитом, показали соответственно 295 и 265 млн. лет.

## Результаты определения возраста пегматитов Восточного Саяна свинцовым методом

Место взятия и характеристика проб	Вычисленный возраст, млн. лет				Принятый возраст, млн. лет
	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{232}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{206}}{Th^{232}}$	
Водораздел рек Тунгусик — Темная, ортит из пегматита	600	600	580	620	600±20
Водораздел рек Казыр — Кизир	490	260	280	270	490
Верховье р. Кан, ортит из пегматита					600±30
Пегматитовая жила, залегающая среди пород Крыжинского габбро-снейитового массива, по циркону					270±40
Кизирский массив, циркон из пегматита					270±40
Водораздел рек Кан — Кингаш, ортит из пегматитовой жилы, секущей породы бирюсинской серии					620
Р. Бирюса, рудник Нерой II, жила № 6, ортит из пегматита	710	810	770	630	730±80
Истоки р. Казыр, пегматондный лейкократовый гранит, по ортиту	1310	540	710	660	660±50
Верховье р. Телегеш, гранит, по циркону	770	255	310	300	300±50
Водораздел рек Казыр — Кизир, по циркону	350	260	260	250	260±40

с салаанским интрузивным комплексом Кузнецкого Алатау средне- или верхнекембрийского возраста.

Статистический анализ возрастных данных для палеозойских гранитов (рис. 18) показывает, что наиболее интенсивный интрузивный магматизм связан с салаанской фазой каледонского тектоно-магматического цикла (450—550 млн. лет). Тот же возраст показывают метаморфизованные нижнепалеозойские породы (табл. 38, рис. 19) и во многих случаях разновозрастные докембрийские образования (см. рис. 14, 15, 16). Именно в это время были сформированы крупные интрузивные массивы ольховского (хойламинского по А. Л. Додину) и беллыкского интрузивных комплексов. Массивы этих комплексов размещаются в раннекаледонских (салаанских) складчатых структурах Сисим-Казырского синклинория. В пределах этой структуры намечается приуроченность беллыкских и ольховских гранитов к внутригеосинклинальным поднятиям мегаантиклинального типа, характеризующимся широким развитием карбонатно-терригенных и вулканогенных отложений нижнего и отчасти среднего кембрия (Поляков и др., 1965). Граниты прорывают эти отложения и трансгрессивно перекрываются имирской вулканогенной свитой, залегающей в основании девонских отложений Северо-Минусинской впадины (Шнейдер, Зубкус, 1962). В Удинско-Колбинской зоне массивы Гутарский, Каменский, Сосновский, Инжигейский, Янгозинский и др., относимые также к ольховскому комплексу, прорывают отложения янгозинской свиты нижнего кембрия и ультраосновные породы Большеянгозинского массива Ст<sub>2-3</sub>. По породам ольховского комплекса имеется около 20 цифр возраста, определенных в разных лабораториях (см. табл. 37). Большинство из них близки между собой, хотя общий разброс возрастных значений довольно большой — от 482 до 541 млн. лет. Возможно, это объясняется петрографическими и возрастными различиями членов, входящих в состав комплекса, но ясно, что все они связаны с одним тектоно-магматическим циклом салаанского (раннекаледонского) возраста (500—520 млн. лет).



Результаты определения возраста палеозойских интрузивных пород Восточного Саяна калий-аргоновым методом

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Источник данных
Истоки р. Сыда, левый борт, альбитизированный гранит . . . . .	232	В. К. Ермаков (1961)
Сыдинское железорудное м-ние, сиенит . . . . .	290, 300, 314, 336	ИГиГ СО АН СССР
Там же, гранит . . . . .	445	»
Там же, порфировидный гранит . . . . .	465, 480	Л. П. Никитина, И. П. Бузиков и др. (1964)
Слюда из палеозойских гранитоидов . . . . .	494	»
Биотит из дайки мелкозернистых гранитондов кембрийского возраста . . . . .	552	В. Я. Хильтова и др. (1963)
Кизырский комплекс, Кизырский массив, пертит из альбитизированного ларвикита . . . . .	267 ± 10	А. П. Лебедев, О. А. Богатиков
Там же, пертит из ларвикита . . . . .	270 ± 5	Там же
Там же, пертит из тенебергита . . . . .	343 ± 18	»
Там же, пертит из тенебергита . . . . .	293 ± 7	»
Там же, биотит из габбро . . . . .	303 ± 2	»
Кизырская зона, р. Кизыр, биотит из габброндов	428 ± 15	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1964)
Там же, биотит из биотит-амфиболового гранита	500	Там же
Бассейн р. Кизыр, р. Абакумиха, биотит из гранитондов . . . . .	447	Лаборатория Иркутского геологического управления
Кизилжукский массив, биотит из гранита . . . . .	825	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1964)
Кизилжукский массив, биотит из гранита . . . . .	450	»
Ефимовский массив, кварцевый диорит верхнекембрийского—силурийского возраста, по валу Новоалексеевский массив, биотит из гранита . . . . .	343	ИГиГ СО АН СССР
Г. Сухая, биотит из гранитов джойского комплекса . . . . .	358	»
Нижнедербинский массив, биотит из габбро-норита . . . . .	444	»
Там же, биотит из гранита . . . . .	498	»
Р. Черемушка, граносиенит . . . . .	420	»
Там же, галька того же граносиенита в перекрывающих конгломератах . . . . .	400, 428	»
Там же, галька того же граносиенита в перекрывающих конгломератах . . . . .	490, 510	»
<b>Ольховский интрузивный комплекс</b>		
Кулюкский массив, биотит из сиенито-диорита	505	»
Р. В. Каменка, Каменский массив, биотит из щелочного сиенита . . . . .	482	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1964)
Там же, биотит из шонкинита . . . . .	500	Там же
Р. Гутара, Гутарский массив, биотит из диорита	486, 490	»
Кордовский массив, биотит из среднезернистого гранита . . . . .	440	ИГиГ СО АН СССР
Там же, биотит из диорита . . . . .	518, 537	Лаборатория геологии докембрия
Р. Кизыр, первый порог, биотит из кварцевого диорита . . . . .	523	ИГиГ СО АН СССР
Плагиигранит, по биотиту . . . . .	522	ВСЕГЕИ
Р. Шинда, биотит из гранодиорита . . . . .	541	ИГиГ СО АН СССР
Там же, биотит из тоналита . . . . .	465	СВКНИИ
Г. Кум, биотит из крупнозернистого гранита . . . . .	561	ИГиГ СО АН СССР
Павлин белок, биотит из мелкозернистого гранита . . . . .	537	»
Там же, биотит из биотит-амфиболового гранита	485	СВКНИИ
Канатинский массив, биотит из кварцевого диорита	529	ИГиГ СО АН СССР

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Источник данных
Ничкинский массив, биотит из лейкократового гранита . . . . .	495	СВКНИИ
Убинский массив, биотит из кварцевого диорита	539	ИГиГ СО АН СССР
Канзыбинский массив, биотит из кварцевого диорита . . . . .	496	СВКНИИ
<b>Огнитский интрузивный комплекс</b>		
Истоки р. Ута-Жалга, левого притока р. Айнок (левый приток р. Урда-Ока), биотит из нефелинового сиенита . . . . .	184±40 210±20	Ф. П. Митрофанов, Т. В. Кольцова (1965)
Там же, роговообманковый субщелочной сиенит, по амфиболу . . . . .	526±50	Там же
Рудник Алибера, Ботогольский массив, нефелиновый сиенит, по калий-натровому полевому шпату . . . . .	323	ИГиГ СО АН СССР
Рудник Алибера, Ботогольский массив, нефелиновый сиенит, по биотиту . . . . .	492, 521	»
Массив Нюрган, нефелиновый сиенит, по биотиту	460	»
Бассейн р. Ока, Сорокские гольцы, сиенит, по биотиту . . . . .	524	»
Левобережье р. Урик, щелочной сиенит, по полевому шпату . . . . .	216	»
Голоц Гранитный, гранит, по биотиту . . . . .	488	»
Устье р. Хойто-Салаа, левобережье р. Илеэ (правый берег Оки), биотито-роговообманковый кварцевый диорит, по амфиболу . . . . .	530±60	Ф. П. Митрофанов, Т. В. Кольцова (1965)
Там же, по биотиту . . . . .	350±30	Там же
Там же, амфибол-биотитовый жильный микродиорит (малхит), по биотиту . . . . .	372±70	»
Там же, по роговой обманке . . . . .	484±50	»
Там же, микроклиновый гранит, по биотиту . . . . .	360±50	»
Истоки р. Илеэ, щелочной рибекитовый граносиенит, по рибекиту . . . . .	480±50 617±60	»
В 2 км выше устья р. Дунда-Салаа (приток р. Мунгорга, левый приток Оки), щелочной рибекитовый граносиенит, по рибекиту . . . . .	486±50	»
Р. М. Тогул, Удинско-Колбинская зона, перекристаллизованный биотит из гальки гранитов огнитского комплекса . . . . .	503	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылова (1964)
<b>Сархойский интрузивный комплекс</b>		
Хр. Монго, хлоритизированный биотит из гранита второй фазы . . . . .	342	Л. П. Никитина, И. П. Бузиков и др. (1964)
Р. Саган-Гол, биотит из гранита второй фазы	495	Там же
Тункинский массив, мусковит из кварцевой жилы	329	»
Там же, хлоритизированный биотит из гранита второй и третьей фаз . . . . .	316	»
Там же, хлорит с биотитом из гранитов третьей фазы . . . . .	365±40	»
Р. Хурума, хлоритизированный биотит из кварцевого сиенита третьей фазы . . . . .	316	»
Мондинский массив, биотит и хлорит из граносиенита третьей фазы . . . . .	333	»
Там же, хлорит из хлоритизированного граносиенита третьей фазы . . . . .	700	»
Р. Нахор, мусковит из кварц-мусковитовой жилы		
Р. Хулугайша, биотит с хлоритом из биотитового гранита третьей фазы . . . . .	370 407	»
Р. Кырен, флогопит из контактово-метасоматической флогопит-диопсидовой породы . . . . .	391, 526	»

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Источник данных
М-ние Слюдянка, флогопит из контактово-метасоматической флогопит-диопсидовой породы	497	Л. П. Никитина, И. П. Бузиков (1964)
Р. Обо-Гол, биотит из контактового мигматита	491	Там же
Бирюсинский горст, биотит из гранитоида нижнепалеозойского возраста . . . . .	452	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1964)
Р. Дода, биотит из нижнепалеозойского биотитового гранита . . . . .	542	Там же
Центральное поднятие, слюда из нижнепалеозойского гранитоидного массива . . . . .	407	»
Р. Болотная, биотит из нижнепалеозойского гранитного массива . . . . .	450	»
Сумсуурский интрузивный комплекс палеозоя, биотит из гранитов второй фазы . . . . .	412	Лаборатория геологии докембрия
То же, биотит из плагиогранита второй фазы	464	»
То же, биотит из плагиогранита первой фазы	482	»
Р. М. Арзыбей, Арзыбейская глыба, биотит из гранита . . . . .	434	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1964)
Бельский гранитоидный комплекс: биотит из плагиогранита . . . . .	456	ВСЕГЕИ
биотит из гранита . . . . .	396	»
биотит из граносиенита . . . . .	407	»
мусковит из граносиенита . . . . .	401	»
Пезинский массив, гипабиссальный нефелиновый сиенит . . . . .	218	ИГиГ СО АН СССР
Там же, гранит жильный . . . . .	366	»
Там же, жильный нефелиновый сиенит . . . . .	446	»

Примечания: 1. По определениям абсолютного возраста рубидий-стронциевым методом. Возраст амазонитовых гранитов шагайтэгольского комплекса из бассейнов рек Онет и Даялык равен 265 и 295 млн. лет; 2. В лаборатории СВКНИИ при расчете возраста используются константы распада калия 40:

$$\lambda_{\beta} = 4,68 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}; \quad \lambda_{\alpha} = 0,585 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}.$$

К этому же времени, как показали геологические и радиологические данные, относится и формирование хойтоокинского, сархойского, огнитского комплексов.

Огнитский комплекс щелочных и известково-щелочных гранитов и сиенитов представлен крупнейшими интрузиями в центральной части Восточного Саяна, однако возраст их до последнего времени достоверно установлен не был. М. Л. Лурье (1952) и А. Л. Додин (1958) условно отнесли формирование огнитского комплекса к силуру. Л. П. Рик (1961), А. И. Сулоев и другие (1962), А. Д. Смирнов и В. В. Булдаков (1962), Л. П. Зоненшайн (1956), исходя из того, что в бассейне р. Агул интрузивные тела прорывают эффузивы, относимые к нижнему девону, а галька гранитоидов содержится в базальных конгломератах среднего девона, считали огнитский комплекс пижнедевонским. Однако возраст прорываемых эффузивов сам по себе не ясен. А. Н. Рассказчиков (1957) считает их докембрийскими, а В. Я. Хильтова и И. Н. Крылов (1964) — кембрийскими. Наконец, А. Р. Зилов (1960) и другие предполагают мезозойский возраст некоторых гранитоидов огнитского комплекса. Это представление якобы подтверждается радиологическими данными, опубликованными Л. П. Риком (1961), показавшими возраст от 267 до 88 млн. лет. Однако, поскольку эти определения осуществлялись без проведения анализа изотопного состава аргона, а сам материал проб был отобран из пород, в различной степени альбитизированных, то полученные цифры не могут подвергаться серьезному обсуждению и должны рассматриваться как дефектные.

Ф. П. Митрофанов (1962) для интрузий огнитского комплекса, объединяемых им с сархойским комплексом, установил кембрийский возраст. При определении абсолютного возраста калий-аргоновым методом для пород сархойского комплекса получен значительный разброс цифр от 700 до 316 млн. лет (см. табл. 37). Однако рассмотрение этих анализов показывает, что все низкие значения возраста (365—316 млн. лет) получены по хлоритизированным биотитам и, таким образом, конечно, не могут отвечать действительному возрасту пород. Дефектным также является и самое древнее значение возраста — 700 млн. лет, полученное по хлориту.

Рис. 18. Гистограмма возраста палеозойских гранитоидных пород Восточного Саяна.

1 — при учете всех имеющихся значений возраста, 2 — при учете только значений возраста слюд, 3 — возрастные значения по биотиту, 4 — возрастные значения по амфиболу или пироксену, 5 — возрастные значения по полевоому шпату или породе в целом.



Известно, что радиологические данные, установленные по хлоритам или хлоритизированным минералам, обычно не показывают возраст хлоритизации. Этот процесс, по-видимому, приводит к непропорциональным изменениям соотношения калия и аргона в хлоритах, что способствует то омоложению, то удревнению возраста минерала (Афанасьев и др., 1962). Биотиты, не подвергшиеся вторичным изменениям, определяют возраст сархойского комплекса в 495—491 млн. лет. Близкие цифры возраста — 526 и 497 млн. лет получены по флогопитам контактовых пород, генетически связанных с гранитоидами сархойского (огнитского) комплекса, и 503 млн. лет по биотиту из гальки гранитов огнитского комплекса (р. М. Тогул). Тот же возраст имеют и породы Окинского массива, который прорывает диориты и габбро-диориты хойто-окинского комплекса. Кембрийский возраст последнего установлен геологически и подтвержден определением абсолютного возраста по обыкновенной роговой обманке — 530 млн. лет (Митрофанов, Кольцова, 1965). Для щелочных рибекитовых граносиенитов самого Окинского массива по рибекиту получены возрастные значения 617, 486, 480 млн. лет, для обыкновенной роговой обманки из роговообманково-биотитового жильного микродиорита, относящегося к жильной фазе комплекса, — 484 млн. лет (см. табл. 37).

**Результаты определения возраста палеозойских вулканогенно-осадочных  
и метаморфических пород Восточного Саяна калий-аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Источник данных
Кизырская тектоническая зона, биотит из фаунистически охарактеризованных отложений нижнего кембрия . . . . .	477	В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов (1964)
Бирюсинский горст, слюда из метаморфизованных пород нижнего палеозоя . . . . .	448	Там же
Р. М. Янгоза, Удинско-Колбинская тектоническая зона, биотит из метаморфизованного песчаника . . . . .	455	»
Слюда из пород осадочно-вулканогенной толщи палеозоя . . . . .	540	Л. Н. Никитина, И. П. Бузиков и др. (1964)
Кизырская тектоническая зона, слюда из метаморфизованных пород палеозоя . . . . .	448	И. Н. Крылов, В. Я. Хильтова (1961)
Р. Кизыр, Кизырская тектоническая зона, биотит из метаморфизованного конгломерата палеозойских отложений . . . . .	447	Там же
Кл. Порожистый, биотит из измененного грауваккового песчаника кембрийского возраста . . . . .	460	А. А. Савельев (1961)
Бассейн р. Агул, кварцевые порфиры эффузивной толщи, относимой одними исследователями к нижнему девону, а другими к докембрию (Рассказчиков, 1957) или к кембрию (Хильтова, Крылов, 1964) . . . . .	378, 418	Ф. П. Митрофанов, Т. В. Кольцова (1965)
Левый берег Енисея, вблизи Красноярской ГЭС, лабрадоритовый порфирит из вулканогенной толщи, вмещающей Шумихинский гранитоидный массив . . . . .	501, 510	Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян (1965)

Наконец, в последнее время нами (Кляровский, Костюк, 1965) был определен возраст биотитов из щелочных пород и щелочноземельных гранитоидов ряда массивов (Ботогольский, Нюрган, Сорокских гольцов, гольца Гранитного), выделенных некоторыми исследователями в самостоятельный ботогольский комплекс. Для всех них получены близкие значения возраста — 524—460 млн. лет.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что формирование пород огнитского комплекса происходило в нижнепалеозойское, точнее, верхнекембрийское время, а не позже.

Наряду с этими радиологическими данными, несомненно, устанавливается, что породы огнитского и хойтоокинского комплексов претерпели метаморфические изменения, значительно омолодившие их в ряде мест.

Так, Ф. П. Митрофанов и Т. В. Кольцова (1965) указывают, что при определении абсолютного возраста кварцевого диорита хойтоокинского комплекса по роговой обманке получено значение возраста 530 млн. лет, а по биотиту — 350 млн. лет, для жильного микродиорита огнитского комплекса по роговой обманке — 484 млн. лет, а по биотиту — 372 млн. лет. В составе огнитского комплекса выделяются лейкократовые и биотитовые, существенно микроклиновые граниты и граносиениты. Установлено (Митрофанов и Кольцова, 1965), что они пересекаются жилами и содержатся в ксенолитах микродиоритов жильной фазы. По последним определен возраст 484 млн. лет, а по биотиту из микроклинового грани-

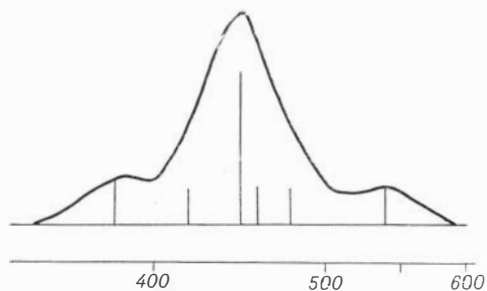


Рис. 19. Гистограмма возраста метаморфизованных вулканогенно-осадочных нижнепалеозойских пород Восточного Саяна.

Формирование нижнепалеозойских гранитоидных интрузий обусловило окончательную консолидацию территории Восточного Саяна (Кузнецов Ю. А., 1960). Начиная с верхнего кембрия — ордовика Восточный Саян уже представляет собой область завершённой складчатости или молодой платформы (Никитина и др., 1964<sub>2</sub>), что согласуется с выводами Е. В. Павловского (1956) и других исследователей о салаирской эпохе частичной ликвидации геосинклинального режима в большей части Саяно-Байкальской складчатой области. С этого времени территория Восточного Саяна входит в состав Сибирской платформы и утрачивает подвижность до мезозойско-кайнозойского аркогенеза. Однако тектонические, магматические и метаморфические процессы фиксируются геологическими и радиологическими данными для всего средневерхнепалеозойского времени (Обручев С. В. и др., 1965).

Выявляющийся на гистограмме возраста палеозойских интрузивных пород второй, более молодой максимум (340—360 млн. лет, см. рис. 18) естественнее всего связывается со средне- и верхнепалеозойскими этапами магматизма. Однако, ввиду отсутствия на большой площади Восточного Саяна фаунистически охарактеризованных отложений этих этапов, верхняя возрастная граница многих интрузивных комплексов геологическими методами обычно не устанавливается. В связи с этим в ряде случаев относимые ранее к среднему палеозою интрузивные комплексы при детальном исследовании, и особенно при использовании радиологических методов определения абсолютного возраста, оказываются более древними, связанными с раннекаледонскими этапами магматизма. В качестве примера этого может быть приведен только что рассмотренный огнитский комплекс.

В последнее время появились данные, требующие пересмотра наших представлений о возрасте Ирбинского гранитоидного комплекса, который относился к среднепалеозойскому (девонскому) магматическому этапу (Поляков, 1958). Исследованиями Б. П. Зубкус и Е. А. Шнейдера (1964) установлено, что Ирбинский массив, как и Беллыкский, имеет аркозовый контакт с вулканогенными образованиями имирской свиты нижнего девона, а магнетитовые руды Ирбинского месторождения пересекаются нижнедевонскими эффузивами имирской свиты и девонскими щелочными сyenитами. Эти данные позволили Б. П. Зубкус и Е. А. Шнейдеру поставить вопрос о додевонском возрасте как самих интрузий, так и связанного с ними оруденения.

Если это так, то в настоящее время среднепалеозойский этап интрузивной деятельности в Восточном Саяне фиксируется только сютхольским и шагайтэгольским интрузивными комплексами. Интрузии, относимые к сютхольскому комплексу, распространены в Кизыр-

та — 360 млн. лет. Наконец, по данным из нефелиновых сyenитов Ботогольского массива получены значения возраста 492—521 млн. лет, а по биотиту из аналогичного нефелинового сyenита, слагающего небольшое интрузивное тело в верховьях левого притока р. Айнак, — 184—210 млн. лет. Все это говорит о том, что нижнепалеозойские интрузивные породы подвергались изменению в герцинское и, может быть, даже в мезозойское время.

Казырском салаирском синклинии южного склона Восточного Саяна. Радиологических данных по породам этого комплекса в Восточном Саяне нет.

Шагайтэгольский комплекс амазонитовых гранитов и пегматитов представлен небольшими телами в юго-восточной части Восточного Саяна (Митрофанов, Кольцова, 1965). Породы этого комплекса прорывают гранитоиды Самсальской интрузии огнитского комплекса. Верхняя возрастная граница его геологически не установлена. По биотиту из пегматита рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методами определен возраст соответственно 295 и 307 млн. лет, а по амазониту рубидий-стронциевым методом — 265 млн. лет (см. табл. 35, 37).

Как уже указывалось, средневерхнепалеозойским процессом омоложения весьма широко охвачены все докембрийские образования. Ему подверглись и нижнепалеозойские интрузивные породы.

Большая площадь пиков в области 340—360 млн. лет на гистограммах (см. рис. 14, 15, 16, 18), равных или даже превосходящих максимум, отвечающий нижнепалеозойскому этапу омоложения, говорит о высокой интенсивности процессов, обусловивших этот относительно молодой этап изменения древних пород Восточного Саяна. В то же время довольно ограниченный масштаб среднепалеозойского магматизма в этом регионе показывает, что доля участия последнего в этом процессе, по-видимому, была незначительной. Учитывая это, Л. П. Никитина и др. (1964<sub>2</sub>) герцинское омоложение древних толщ Восточного Саяна считают возможным связывать с явлениями, которые А. А. Полканов классифицировал как процессы «сквозной кинематики при высоком дифференциальном давлении без заметного воздействия магматизма» (Полканов, Герлинг, 1961). Нам представляется не менее оправданным связывать его с активизацией тектонической и гидротермальной деятельности, обусловленной процессами складчатости и магматизма, проходивших в это время в соседних с Восточным Саяном геосинклинальных областях.

В результате анализа имеющихся геологических материалов по Восточному Саяну представляется возможным сделать следующие основные выводы:

1. В основании стратиграфического разреза Восточного Саяна залегают нижнеархейские (шарыжалгайская серия) и верхнеархейские (слюдянская, бирюсинская серии и породы мангатгольской свиты) породы.

2. Породы шарыжалгайской серии накапливались во время около 3000 млн. лет назад и принадлежат к древнейшим образованиям Земли. Есть основания полагать, что около 2900 млн. лет назад они были регионально метаморфизованы и превращены в гнейсы. От верхнеархейских породы шарыжалгайской серии отделены перерывом, по длительности не одинаковым в разных частях Восточного Саяна.

3. Время накопления верхнеархейских осадков оценивается интервалом 2900—2600 млн. лет. Они были глубоко метаморфизованы около 2500 млн. лет назад в связи с родезийской эпохой складчатости. В это же время нижнеархейские породы подверглись повторному метаморфизму. Они вновь были переработаны в связи с беломорской эпохой складчатости около 1900 млн. лет назад.

4. Осадки метаморфизованных нижнепротерозойских толщ накапливались, вероятнее всего, в интервале 2300—1900 млн. лет, т. е. во второй половине нижнего протерозоя. От архейских пород они отделены длительным перерывом. В связи с беломорской эпохой складчатости около 1900 млн. лет назад, нижнепротерозойские осадки были метаморфизованы, а регион выведен из области седиментации и в течение

всего среднего протерозоя и частично нижнего и даже среднего рифея переживал континентальный режим.

5. Радиологические данные по породам и минералам докембрийских интрузивных пород Восточного Саяна, полученные калий-аргоновым методом, непосредственно не дают ответа на вопрос об их возрасте. По ряду соображений можно утверждать, что в Восточном Саяне, как и в Енисейском кряже, широко проявлен магматизм нижнепротерозойского (беломорского) и верхнепротерозойского (грэнвилльского) времени. Представителем первых является канский магматический комплекс, который, таким образом, синхронен таракским гранитам, а представителем вторых — саянский интрузивный комплекс.

6. Анализ геохронологических материалов по метаморфическим и интрузивным комплексам Восточного Саяна выявил ряд этапов омоложения пород (1800—1900, 550, 460, 340 млн. лет). Наиболее древний из них характерен для архейских образований и датируется возрастом около 1800—1900 млн. лет, т. е. синхронен этапу метаморфизма, связанному с беломорским тектоно-магматическим циклом. Как архейские, так и протерозойские образования интенсивное омоложение претерпели в палеозойское время. При этом герцинский этап омоложения имеет региональный характер для территории, расположенной к юго-западу от Саяно-Байкальского глубинного разлома. Если каледонские этапы омоложения (550—460 млн. лет) достаточно надежно увязываются с формированием интрузий каледонского тектоно-магматического цикла, то для регионального герцинского омоложения прямых связей с магматизмом не установлено. Объяснение ему надо искать в активации энергетических процессов, обусловленных тектоно-магматической деятельностью в соседних геосинклинальных областях.

7. По материалам для Восточного Саяна устанавливается, что слои, венчающие разрез докембрия и несущие черты переходных к кембрийским отложениям, формировались в период от 700 до 610—600 млн. лет, чем определяется и длительность вендского периода.

8. Геохронологические материалы по Восточному Саяну устанавливают общность его геологической истории в докембрийское время с таковой для Енисейского кряжа.

---

## ГЛАВА IV

### НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ВОЗРАСТУ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

В Западном Забайкалье развиты интрузивные породы палеозойского и мезозойского возраста. Возрастное расчленение магматических пород геологическими методами здесь, как и в Забайкалье в целом, затруднено из-за многоэтапности магматической деятельности и недостаточной сохранности на современном эрозионном срезе осадочных толщ (Налетов и др., 1941). В связи с этим если в региональном плане наличие мезозойских интрузивных комплексов выявляется довольно определенно (Якжин, 1962; Налетов, 1963), то возрастное расчленение палеозойских комплексов обычно вызывает серьезные затруднения.



Среди палеозойских образований П. И. Налетов (Налетов и др., 1941) выделяет нашитуйский и джидинский гранитоидные интрузивные комплексы. Нашитуйский комплекс гранитоидов, наиболее развитый в бассейне р. Джиды, включает бурлугургские двуслюдяные граниты, харгантуйские и илингинские граниты и граносиениты. Гранитоиды этого комплекса прорывают отложения кембрия и ультраосновные породы бассейна р. Джиды. Они связываются с первыми фазами каледонской складчатости. В составе джидинского интрузивного комплекса отмечаются габбро и габбро-диориты, гранитоиды и диориты, граниты и граносиениты, сиениты и кварцевые сиениты. Формирование комплекса протекало в две, а по некоторым данным, и в три фазы. Породы джидинского комплекса прорывают отложения верхнего протерозоя и кембрия в бассейне Джиды. На размытой поверхности гранитоидов залегают основные эффузивы петропавловской толщи, относимой по флористическим остаткам к триасу (Налетов, 1963). Галька гранитов присутствует в гусиноозерской свите (Иванов, 1949).

Эти данные намечают довольно широкий диапазон становления гранитоидов джидинского комплекса: они не древнее нижнего и не моложе верхнего палеозоя. Некоторыми исследователями этот комплекс по возрасту считается каледонским (Якжин, 1962; Налетов, 1963). Имеются сведения, что в смежных районах МНР граниты, аналогичные джидинским, прорывают верхний палеозой и перекрываются отложениями континентальной перми. Определения абсолютного возраста по гранитоидам джидинского комплекса показали значительный разброс: 165 (Моностой), 130 (Гудзан), 230 (Цаган-Дабан) млн. лет.

Среди гранитоидов мезозойского возраста, по данным П. И. Налетова (1963), выделяется целый ряд интрузивных комплексов. Гранитоиды бичурского комплекса прорывают основные эффузивы петропавловской свиты и кислые эффузивы тамирской свиты триаса. Определение абсолютного возраста биотитовых гранитов бассейна р. Бичура показало 155 млн. лет (верхняя юра). П. И. Налетов (1963) предполагает, что внедрение бичурских гранитоидов произошло в эпоху складчатости пермских отложений. Щелочные гранитоиды мало-хуналейского интрузивного комплекса прорывают джидинские граниты и эффузивы джидо-хилокской серии триаса. Сами же они в виде галек присутствуют в отложениях гусиноозерской серии среднеюрско-нижнемелового возраста. Определения абсолютного возраста эгирин-арфедсонитового граносиенита показали цифры 170 и 175 млн. лет (средняя юра). Боргойский комплекс нефелиновых сиенитов близок предыдущему, но их возрастное соотношение неясно. Гуджирский интрузивный комплекс представлен мелкими штоками, лакколитами или дайками. Допускается, что формирование интрузий этого комплекса протекало на значительном отрезке времени. Гранитоиды комплекса прорывают эффузивы петропавловской и тамирской свит триаса и присутствуют в виде галек в конгломератах гусиноозерской серии. Определения абсолютного возраста показали 127 и 140 млн. лет. Еще более молодые мезозойские гранитоиды слагают биту-джидинский и актачейский интрузивные комплексы.

Нами проводились определения абсолютного возраста интрузивных пород из района Араташирской группы флюоритовых месторождений Западного Забайкалья, коллекция которых была передана нам Бурятским комплексным научно-исследовательским институтом Сибирского отделения АН СССР. Интрузивные породы, представленные в данной коллекции, относятся к мезозойскому этапу магматизма, будучи предположительно посленижнемелового возраста. Почти все породы в данной коллекции не содержат слюды. Учитывая также их сравнительно мо-

## Результаты определения возраста горных пород Забайкалья калий-аргоновым методом

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	Удельное содержание радиоактивного аргона на 1 г, $\text{мг}/\text{г}$	$\frac{\text{Ar}^{40}}{\text{K}^{40}}$	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
<b>Западное Забайкалье</b>					
Бурин-Ульское м-ние флюорита, ортофир . . . . .	4,15	0,0215	0,0078	136	ИГиГ СО АН СССР
Там же, микросниенит-порфир . . .	3,30	0,0281	0,0127	216	
Цолгинское рудопроявление флюорита, микросниенит-порфир . . . . .	5,25	0,0338	0,0096	165	
Бассейн р. Джиды, падь Верхний Торей, снениит-порфир . . . . .	4,71	0,0451	0,0144	242	
	4,90	0,0322	0,0099	170	
Центральная часть Урминского хребта, Араташирское м-ние флюорита, микросниенит-порфир . . . . .	3,72	0,0260	0,0104	178	
Центральная часть Урма-Иройского водораздела, падь Араташир, снениит-порфир . . . . .	4,72	0,0417	0,0132	232	
Там же, порфировидный снениит . . . . .	4,71	0,0297	0,0095	164	
Там же, аплитовидный гранит . . . . .	3,72	0,0911	0,0367	566	
Там же, аплитовидный гранит . . . . .	3,72	0,0854	0,0344	535	
Иройское рудопроявление флюорита, лейкократовый гранит-порфир . . . . .	4,10	0,0464	0,0169	281	..
Р. Темник, щелочной микрогранит-порфир . . . . .	4,35	0,0469	0,0162	271	..
<b>Восточное Забайкалье</b>					
Пойтанайский массив, биотит из лейкократового гранита . . . . .	4,58		0,0125	213	..
	6,90		0,0170	283	
Аленгуйский массив, биотит из лейкократового гранита . . . . .	6,90		0,0167	279	..
	5,30		0,0182	302	..
Арсентьевский массив моностафского комплекса, пертит из снениита . . . . .	5,30		0,0187	309	..
Там же, биотит из снениита . . . . .	5,57	0,0396		168 $\pm$ 7	ИГЕМ
	7,20	0,0868		306 $\pm$ 15	
Оронгойский массив того же комплекса, биотит из снениита . . . . .	7,05	0,0877		300 $\pm$ 25	..
Там же, габбро . . . . .	6,15	0,0750		295 $\pm$ 13	..
Халзанский массив цаган-олуевского комплекса (прорывает отложения нижней юры), биотит из гранита . . . . .	0,80	0,0124		370 $\pm$ 10	..
	7,40		0,0082	141	..
	6,65		0,0076	132	
Там же, мусковит из гранита . . . . .	7,45		0,0085	146	
Падь Досатуй, биотит из гранитов урмонгуйского комплекса (прорывает отложения среднего кембрия) . . . . .	7,80		0,0276	440	ВСЕГЕИ
Р. Ташир, мусковит из пегматитов средней—верхней юры . . . . .				163, 167	..
Там же, риолит, прорывающий триасовые отложения . . . . .				188	..

лодой возраст. определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом мы проводили по породе в целом.

Результаты определения возраста приведены в табл. 39. Они показали не только более древний, чем предполагалось, возраст почти всех исследованных пород, но и принадлежность их к двум разновоз-

растным комплексам. Последний вывод требовал дополнительных доказательств. В связи с этим исследуемые породы подверглись термоллюминесцентному анализу.

Кривые высвечивания (рис. 20) полностью подтвердили наличие двух разновозрастных комплексов. Пробы пород более древнего комплекса дали во много раз более интенсивное свечение (масштаб интенсивности высвечивания на рис. 20, б в 20 раз крупнее, чем на рис. 20, а), чем пробы относительно молодого возраста. Правда, две пробы (№ 329 и 326), показавшие возраст соответственно в 232 и 271 млн. лет, характеризуются относительно слабой интенсивностью высвечивания (см. рис. 20, а). Но если их интенсивности нанести на график более крупного масштаба (см. рис. 20, б), то характер кривой высвечивания пробы № 326

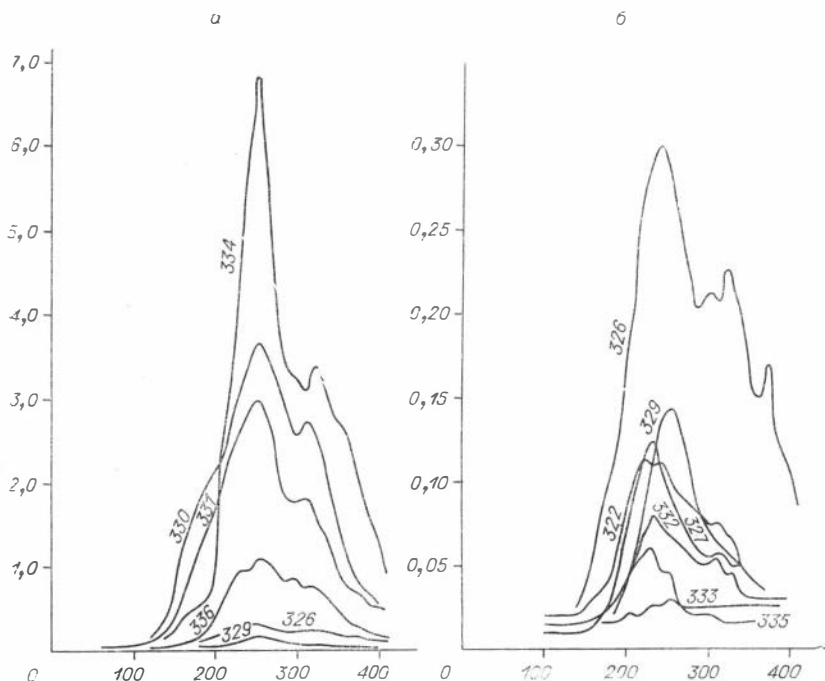


Рис. 20. Кривые высвечивания пород позднегерцинского (а) и мезозойского (б) интрузивных комплексов Западного Забайкалья.

в общем аналогичен кривым на рис. 20, а, а кривая пробы № 329 по своему характеру близка к кривым сравнительно молодой группы пород. Это позволяет предположить, что в этих случаях образцы более древних пород взяты из зоны прогрева, возникшей при внедрении более молодых образований, где и были почти или совсем высвечены, а современный характер их высвечивания — это результат процессов, протекавших в более позднее время.

Таким образом, определения абсолютного возраста и результаты термоллюминесцентного анализа позволяют в совокупности говорить о развитии в районе Араташирской группы флюоритовых месторождений Западного Забайкалья интрузивных пород двух разновозрастных интрузивных комплексов, содержащих в своем составе близкие по петрохимическим особенностям породы. Более древний комплекс, имеющий возраст 281—216 млн. лет, нам кажется, может параллелизоваться с образованиями палеозойского джидинского интрузивного комплекса.

зивного комплекса. Второй, более молодой (с возрастом 178—164 млн. лет), интрузивный комплекс формировался в нижне-среднеюрское время и, по-видимому, может сопоставляться с выделяемым П. И. Налетовым (1963) малокуналейским интрузивным комплексом.

В свете изложенного остается неясным возраст около 550 млн. лет аплитовидного гранита из центральной части Урма-Иройского водораздела (падь Араташир), тем более, что кривая высвечивания его как по общему характеру, так и по интенсивности близка к кривым высвечивания для пород, относимых нами по возрасту к джидинскому комплексу. Нужно также иметь в виду, что, поскольку определение возраста этой породы проводилось по валовому ее составу, полученная цифра характеризует некоторый верхний возрастной предел. Действительный ее возраст может быть значительно древнее. Если предположить, что кривая интенсивности свечения говорит о нагреве при прорыве этих образований интрузией джидинского комплекса в позднегерцинское время, тогда можно думать, что в данном случае мы действительно имеем дело с блоком древних (нижнепалеозойских или докембрийских) образований. Известно, что докембрийские магматические породы, и в их числе аплитовидные граниты на территории Западного Забайкалья, наиболее развиты в прибайкальской части. В других районах они встречаются или в ядрах крупных антиклинальных структур, или в виде реликтов среди относительно молодых комплексов пород (Григорьев, Доломанова, 1956). Можно думать, что один из таких реликтов и представлен аплитовидным гранитом центральной части Урма-Иройского водораздела.

Цифры возраста для раннекиммерийского магматического этапа Западного Забайкалья (178—164 млн. лет) находятся в полном соответствии с возрастом гранитоидов того же этапа в Восточном Забайкалье по данным Э. К. Герлинга. Близкие цифры получены при определении абсолютного возраста гранитоидов, развитых в бассейне Джиды (см. табл. 39).

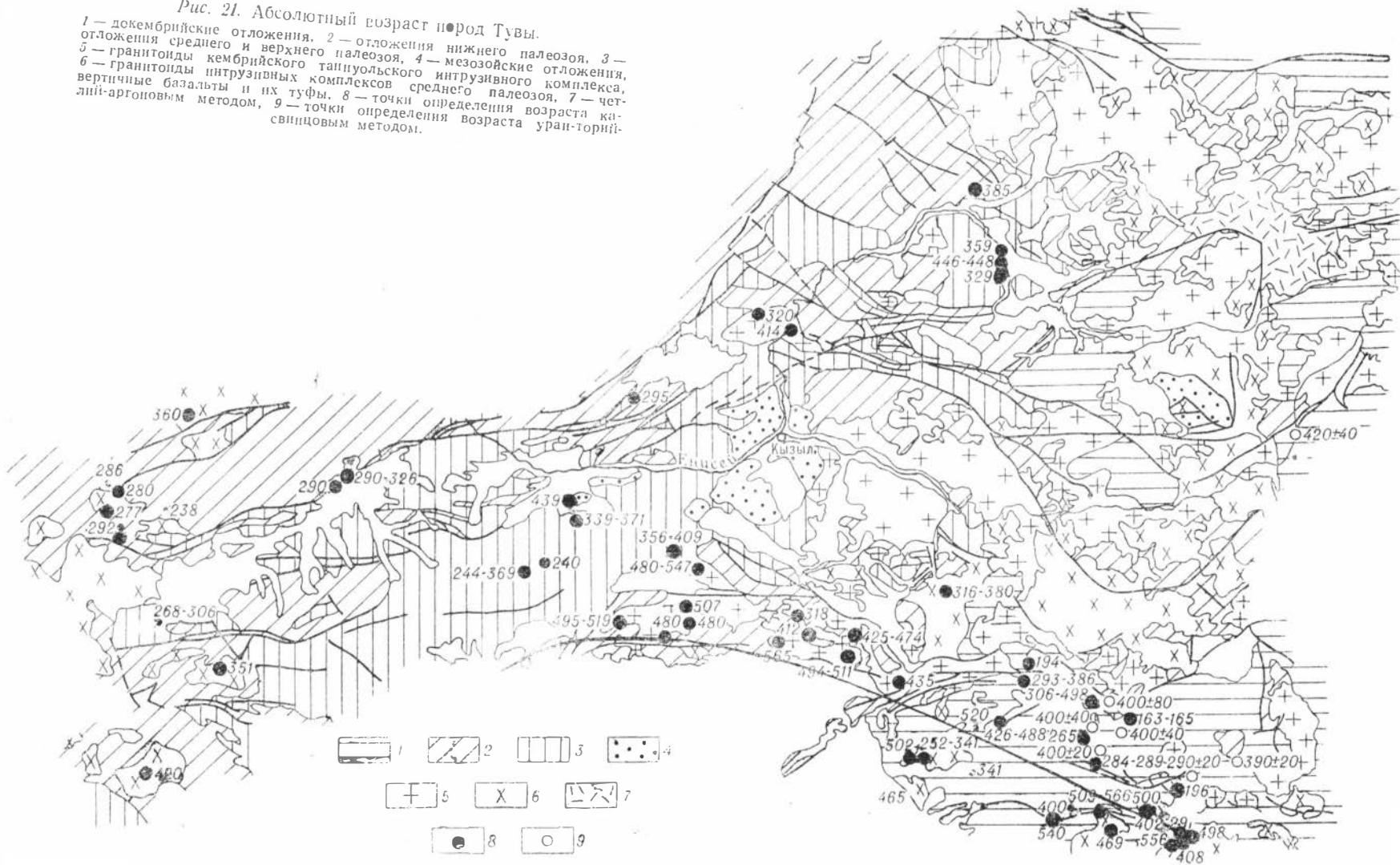
---

## ГЛАВА V

### ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ТУВЕ

Для различных геологических образований Тувы проведено значительное количество определений возраста калий-аргоновым методом. Результаты этих определений неоднократно обсуждались в работах Т. Н. Ивановой и Н. И. Полевой (1956<sub>1</sub>, 1956<sub>2</sub>), Т. Н. Ивановой (1959, 1960, 1961), Н. И. Полевой, Г. А. Муриной и др. (1961<sub>1</sub>), Н. И. Полевой (1961<sub>2</sub>) и других. Некоторое число определений возраста выполнено нами. Схема размещения точек геохронологического опробования показана на рис. 21. Большинство этих определений относится к палеозойским образованиям, главным образом, к разновозрастным интрузиям. Для собственно докембрийских образований Тувы имеется сравнительно небольшое количество цифр возраста (табл. 40). При этом, как правило, они не соответствуют предполагаемому геологическому возрасту пород. Да и цифры, полученные по палеозойским образова-

Рис. 21. Абсолютный возраст пород Тувы. 1 — докембрийские отложения, 2 — отложения нижнего палеозоя, 3 — отложения среднего и верхнего палеозоя, 4 — мезозойские отложения, 5 — гранитоиды среднего и верхнего палеозоя, 6 — гранитоиды кембрийского интрузивного комплекса, 7 — гранитоиды интрузивных комплексов среднего палеозоя, 8 — вертикальные базальты и их туфы, 9 — точки определения возраста калий-аргоновым методом, 10 — точки определения возраста уран-торий-свинцовым методом.



Результаты определения возраста протерозойских метаморфических пород  
нагорья Сангилен

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	Удельное содержание аргона на $10^6 \text{ г}$	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Перевал Далт, м-ние Ара-Булак, слюдяной сланец, вмещающий пегматит, по слюде	6,13	0,1218	462	ИГиГ СО АН СССР
Там же, биотито-гранатовый гнейс, по крупной слюде	6,68	0,1283	448	„
То же, по мелкой слюде	6,65	0,1296	452	„
М-ние Мугур, слюдяной сланец чинчилигской серии протерозоя, по слюде	5,52	0,1233	512	„
Р. Мюрен, слюдяной сланец протерозоя			520	ВСЕГЕИ
Там же, гнейс чинчилигской серии, по биотиту	6,55		521	ТПИ
Там же, по мусковиту	7,89		491	„
С. Эрзин, левый берег рч. Эрзин, черный биотитовый гнейс, по биотиту	6,90	0,1669	548	ИГиГ СО АН СССР
М-ние Мюрен, гнейс, по биотиту	7,10	0,1234	411	„

Таблица 41

Результаты определения возраста эффузивно-осадочных пород Тувы калий-аргоновым методом

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Р. Ихэ-Душили-Гол, пепловый туф, илимовская свита	192	ИГиГ СО АН СССР
Р. Сев. Торгалык, пепловый туф, илимовская свита	240	„
Р. Сулуг-Хем, хербесская свита нижнего карбона (турнейский ярус), пепловый туф	331	„
Р. Шивелиг, хербесская свита нижнего карбона, пепловый туф	369	„
Там же, суглугхемская свита нижнего карбона (низ турнейского яруса), анальцимовая порода с глауконитом	244	„
Левобережье р. Алаш, липаритовый порфир из толщи, лежащей выше конгломератов, содержащих гальку сютхольских гранитов	238	ВСЕГЕИ
Р-н оз. Куп-Холя, полосчатый липаритовый порфир из толщи эффузивов, прорываемых гранит-порфирами с возрастом 280 млн. лет	286	„
Р. Баян-Кол, фельзит из атакшильской свиты среднего девона ( $D_2$ gv), выше лежит свита с живетской фауной	295	„
Р-н пос. Тора-Хем, плагиоклазовый порфир (нижний девон)	329	„
Р. Сайлыг, порфир (нижний девон)	330	„
Левый берег р. Бий-Хем, против пос. Салдом, кварцевый порфир из пластового тела среди условно-ордовикских пород	359	„
Р. Чаваш, правый приток Енисея, кварцевый порфир из пластового тела среди условно-ордовикских пород	385	„
Левый берег Енисея, против пос. Тора-Хем, фельзит, преслаивающийся с песчаниками, содержащими фауну ордовикских ангарелл	446, 448	„
Хр. Восточный Танну-Ола, р-н р. Улуг-Шанган, андезитовый порфирит из осадочно-вулканогенной толщи с фауной археоциат (толща прорвана таннуольскими плагиогранитами с возрастом 507 млн. лет)	529, 537	„

ниям, не всегда согласуются со стратиграфическим положением тех пород, для которых осуществлялись возрастные определения. Так, в табл. 41 приведены значения возраста, полученные для различных по возрасту эффузивно-осадочных пород. Большинство из проб, по которым определялся возраст, отобраны из пород ордовика, девона и карбона. Практически во всех случаях получены заниженные цифры возраста: 385, 359 млн. лет по ордовикским породам, от 330 до 192 млн. лет по девонским и 244, 233 млн. лет по нижнекарбовным образованиям. Более или менее близкие значения к действительным получены только для фельзита, переслаивающегося с песчаниками, содержащими фауну ордовикских ангарелл (446, 448 млн. лет). Для пеплового туфа нижнего карбона из хербесской свиты по рекам Шевилиг и Сулуг-Хем также получены близкие к действительным цифры возраста (369 и 331 млн. лет соответственно), хотя значительно отличающиеся друг от друга и, по-видимому, в определенной мере дефектные. Очевидно, что в данном случае не следует искать каких-то особых причин «омоложения» пород. Просто, по-видимому, материал анализированных эффузиев не отвечал требованиям, предъявляемым к материалу для геохронологических исследований.

Иное, вероятно, положение с последней из помещенных в табл. 41 цифрой возраста, полученной по андезитовому порфириду из осадочно-вулканогенной толщи с фауной археоциат и по метаморфическим породам протерозоя из протерозойской толщи (см. табл. 40), — 448—521 млн. лет. Для этих резко разновозрастных пород получены практически одинаковые значения возраста, ни одно из которых не характеризует стратиграфический возраст. Андезитовые порфириды Восточного Танну-Ола прорваны таннуольскими гранитами, для которых определен возраст 507 млн. лет. В нагорье Сангилен таннуольские граниты развиты довольно широко и, как будет показано, имеют тот же возраст — около 500—510 млн. лет. Учитывая это, можно с уверенностью связывать омоложение древних толщ с метаморфизмом, обусловленным верхнекембрийским тектоно-магматическим этапом.

В истории геологического развития территории Тувы интрузивный магматизм играет огромную роль. Он проявился на протяжении весьма длительного промежутка времени. Наиболее древние его проявления относятся к докембрийскому этапу развития.

## **РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОКЕМБРИЙСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ**

На докембрийские интрузии в Туве впервые указали М. Л. Лурье и С. В. Обручев (1948), выделявшие их в северо-восточной части Восточно-Тувинского нагорья, и В. А. Кузнецов (1948), указавший на их наличие в южной части нагорья Сангилен. При этом М. Л. Лурье и С. В. Обручев граниты и гранито-гнейсы, распространенные в пределах выделенной ими Каахемской глыбы, относили к архейским образованиям. Однако в результате последующих работ все исследователи пришли к единодушному мнению, что эти интрузии, как и интрузии слюдоносных гранитов, обнажающихся в верховьях р. Билин и в пределах хр. Эргак-Торгак-Тайга, правильнее считать протерозойскими. Докембрийский возраст их устанавливается достаточно уверенно на основании следующих данных. Во-первых, для Северо-Восточной Тувы Г. В. Махным (1956) наблюдалось трансгрессивное налегание на поверхность одного из гранитных массивов отложений, возраст которых

не моложе нижнего кембрия. Во-вторых, В. А. Кузнецов (1946) отмечал присутствие галек гранитов в кембрийских конгломератах. В-третьих, наблюдалось сходство пород этого комплекса с протерозойскими слюдоносными интрузиями Восточного Саяна.

Относительно докембрийских интрузий в пределах нагорья Сангилен у исследователей нет единодушного мнения. В. А. Кузнецов (1946) к протерозойским интрузиям относил порфириовидные слюдяные граниты. Т. Н. Иванова (1959) и Г. В. Пинус (1960<sub>1,2</sub>) к протерозойским интрузиям относят небольшие вытянутые в восточно-северо-восточном направлении интрузивные тела гранитоидов, сопровождающиеся обширными полями развития слюдоносных пегматитов. С противоположным мнением выступил Л. Н. Леонтьев (1956). Он считал, что в пределах нагорья Сангилен докембрийские интрузии отсутствуют, и высказывался за преддевуонский возраст слюдоносных микроклиновых гранитов Эрзинской интрузии. Работниками Тувинской экспедиции единодушно высказывается мнение о наличии докембрийских интрузий в нагорье Сангилен, объединенных ими в так называемый саянский комплекс.

Основываясь на имеющихся радиологических данных, мы считаем правильным признать существование докембрийских интрузивных образований в нагорье Сангилен.

В табл. 42 сведены имеющиеся данные по определению абсолютного возраста различных гранитоидных пород нагорья Сангилен калий-аргоновым методом. Эти данные свидетельствуют о том, что история интрузивного магматизма нагорья Сангилен сложна и длительна. Здесь, вероятно, имеются не только разновозрастные интрузии, но и следы неоднократно проявившихся наложенных процессов. Так, для пегматитов из района Мугурского и Мюренского месторождений по мусковиту получены значения возраста 695, 676, 536 и 499 млн. лет, по биотиту из пегматита месторождения Мюрен получен возраст 595 млн. лет, а по микроклину из аналогичных пегматитов — 371 млн. лет. По мусковиту из пегматитов правобережья р. Эрзин определен возраст 580 млн. лет, а для гнейсо-гранита эрзинского комплекса по биотиту и мусковиту получены идентичные значения 507 и 510 млн. лет. Для гранита нижнего течения р. Качик по роговой обманке получен возраст 644 млн. лет, а по биотиту — 460 млн. лет (см. табл. 42). Наличие среди этих данных цифр порядка 700 и 600 млн. лет указывает на докембрийский возраст этих образований, хотя, возможно, характеризует только верхнюю их возрастную границу. Более молодые цифры отражают либо наложенные процессы метаморфизма (499, 535 млн. лет), либо являются результатом диффузионной потери аргона (371 млн. лет). Учитывая материалы по Восточному Саяну, для которого радиологическими данными устанавливается принадлежность интрузий саянского комплекса к гренильскому тектоно-магматическому циклу, можно предполагать, что тот же возраст имеют и интрузии, относимые к этому комплексу в нагорье Сангилен.

В то же время имеющиеся определения возраста по гранитоидам из бассейна р. Эрзин подтверждают представления ряда исследователей о наличии в пределах нагорья Сангилен и сравнительно более молодых интрузивных образований. Так, по граниту из устья р. Баян-Гол получено значение возраста 426 млн. лет, по кварцевому диориту, выходящему в берегах р. Эрзин в районе пос. Сарыг-Булун, — 502, по микроклину из порфиробласт в кварцевых диоритах — 341, по прорывающему эти кварцевые диориты лейкократовому граниту — 252, а по гнейсовидному плагиограниту — 488 млн. лет (см. табл. 42). Уран-торий-свинцовым методом по циркону из гранита Эрзинского массива



**Результаты определения возраста интрузивных пород  
Сангиленского нагорья Юго-Восточной Тувы калий-аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Определения выпол- нены
Р-н пос. Сарыг-Булуи, биотит из серых кварцевых диоритов с порфиробластами калиевого полевого шпата, диориты, прорывающие протерозойскую толщу	502	ВСЕГЕИ
Там же, микроклин из порфиробласта в кварцевых диоритах	341	"
Правый берег р. Эрзин, розовый лейкократовый гранит, прорывающий кварцевые диориты с возрастом по биотиту 502 млн. лет	252	"
Водораздел рек Хое-Дзое, биотит из порфировидного гранита	402	ИГиГ СО АН СССР
Нагорье Сангилен, пегматит со сподуменом среди протерозойской толщи	323	ВСЕГЕИ
Р. Хусуин-Гол, гранит литиевоносный, расположен в области развития пород протерозоя, возможно, имеет каледонский возраст	408	ИГиГ СО АН СССР
Правобережье р. Хое, биотит из мусковитовых серых мелкозернистых гранитов	500	"
Р. Эрзин, устье р. Баян-Кол, гранит прорывает условно протерозойскую толщу	426	ВСЕГЕИ
Бассейн р. Нарын, мусковит из лейкократового гранита, около контакта с протерозойскими мраморами	341	"
Мугурское железорудное м-ние, мусковит из пегматита	695	ИГиГ СО АН СССР
Мюренское железорудное м-ние, мусковит из пегматита	676	"
Район м-ния Мугур, мусковит из пегматита	535	"
Район м-ния Мюрен, биотит из пегматита	595	"
Бассейн р. Мюрен, мусковит из пегматита	499	ВСЕГЕИ
Бассейн р. Эрзин, биотит из гнейсовидного плагиогранита, прорывающего протерозойскую толщу	488	"
Правый берег р. Мюрен, розовый крупнозернистый лейкократовый гранит	366	"
Бассейн р. Мюрен, микроклин из пегматита	371	"
Р. Тарбагатай, мелкозернистый гранит	306	ИГиГ СО АН СССР
Верховье р. Тарбагатай, гранит (кембрий-девон)	498, 539	"
Р. Тес-Хем, гранит	465	ВСЕГЕИ
М-ние Ара-Булак, мусковит из пегматита	520±50	ИГиГ СО АН СССР
Правый берег р. Хусуин-Гол, в 3 км ниже устья рч. Тастыг, мусковит из кварцево-мусковитовых пород среди кристаллических сланцев	556	Там же
Район Тастыгского м-ния, биотит из силикатных пород среди мраморов	352	"
Тастыгский массив, биотит из пегматита среди мраморов	495	"
Р. Сайлык, крупные пластинки слюды в пегматите	498	"
Тастыгский массив, биотит из контакта пегматитов с мраморами	291	"
Правый берег р. Хусуин-Гол, в 3 км ниже устья рч. Тастыг, слюда из красных мусковито-биотитовых гранитов	293	"
Р. Цоригини-Гол, левый большой приток в 3 км от устья, пегматит среди мусковитовых гранитов, по мусковиту	469	"
Р. Сайлык, биотит из разгнейсованного гранита Тастыгского массива	346	"
Бассейн нижнего течения р. Качик, роговая обманка из гранита	644	"

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Там же, биотит из гранита . . . . .	566,527, 460,400	ИГпГ СО АН СССР
Вершина Цоригин-Гол, гранит по биотиту . . . . .	509	„
Верховья рек Ак-Хем и Харамнуг (подъем на Баянгол- даг), биотит из биотит-роговообманковой породы	279	„
Перевал Далт, пегматит, по мусковиту . . . . .	490	„
Правобережье р. Эрзин, мусковит из пегматита . . . . .	580	ТПИ
Устье руч. Баян-Гол, эрзинский комплекс, гнейсо-гранит по биотиту . . . . .	507,510	
Р. Цоригин-Гол, у устья левого большого притока, би- отитовый гранит, по биотиту . . . . .	462	ИГпГ СО АН СССР
Перевал Торельчу, биотит-роговообманковый мелкозер- нистый гранит, по биотиту . . . . .	429	„
Р. Цоригин-Гол, левый приток, 3 км от устья, муско- вит из пегматита . . . . .	323	„
Р-н пос. Качик, биотит из гранита . . . . .	460	„
Там же, биотит-амфиболовый гранит, по биотиту . . . . .	460	„
Г. Теменчулу, биотит из гранита . . . . .	566	„
Там же, мусковит из пегматоидного гранита . . . . .	527	„

С. И. Зыковым и др. (1961) получено значение возраста  $400 \pm 80$  млн. лет  $T_{\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}}$  = 475 млн. лет,  $T_{\frac{Pb^{206}}{U^{238}}}$  = 335,  $T_{\frac{Pb^{207}}{U^{235}}}$  = 350,  $T_{\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}}$  = 205 млн. лет).

Изотопный состав галенита, выделенного из пород Эрзинского массива, отвечает каледонской эпохе складчатости (табл. 43). Все эти данные как будто свидетельствуют о каледонском возрасте гранитоидов бассейна р. Эрзин, не подтверждая мнение об их связи с докембрийскими этапами магматизма. В Томском политехническом институте методом собственной проводимости калия, предложенным Ф. С. Закировой (1965), для интрузивных пород, развитых в бассейне р. Эрзин, были получены значения возраста 707—730 млн. лет, хотя калий-аргоновый метод по тем же пробам дал 507—580 млн. лет. Метод собственной проводимости калия еще не является общепризнанным, и принципиальная возмож-

Таблица 43

Изотопный состав и возраст свинца галенита из пород гранитоидных массивов Юго-Восточной Тувы

Массив	Изотопные отношения				Возраст свинца, млн. лет			
	$\frac{Pb^{205}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$T_{\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}}$	$T_{\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}}$	$T_{\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}}$	$T_{\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}}$
Эрзинский	17,51	15,40	36,80	0,879	907	1793	1098	589
	17,36	15,46	37,35	0,890	997	1619	766	776
	17,35	15,46	37,30	0,891	1003	1619	784	785
Среднее	17,41	15,44	37,15	0,887	970	1677	883	717
Хусунгольский	17,36	15,26	36,56	0,879	997	2110	1168	529
	17,34	15,32	36,59	0,883	1008	1985	1168	621
Среднее	17,35	15,29	36,58	0,881	1000	2050	1168	571
Общее среднее	17,38	15,37	36,86	0,884	985	1864	1025	646

ность применения его для геохронологических целей дискуссионна. Однако тот факт, что этим методом по эталонным пробам получены значения возраста, близкие к цифрам, определенным многими лабораториями калий-аргоновым методом, позволяет учитывать результаты этого метода хотя бы в ходе общих рассуждений. Так, вероятность образования эрзинских гранитоидов в докембрийское время получает дополнительные подтверждения благодаря древним значениям, установленным этим методом.

До сих пор не решен также вопрос о возрасте гранитоидов Юго-Восточной Тувы, сопровождающихся редкометальными пегматитами. Одни исследователи считают их палеозойскими (каледонскими или даже еще более молодыми), другие (Тувинская экспедиция Всесоюзного аэрогеологического треста) — докембрийскими, относя к саянскому интрузивному комплексу. Основанием для этого служат следующие данные и соображения: большинство интрузивных массивов Юго-Восточной Тувы имеет сложную форму и подчинено преобладающему простиранию вмещающих пород; интрузии встречаются только среди докембрийских отложений Сангилены; связанная с гранитоидами этого комплекса редкометальная минерализация и характерная для них постмагматическая микроклинизация не свойственны ни одному из комплексов Тувы; в синийских отложениях и вулканогенной толще нижнего кембрия обнаружены галька и валуны аналогичных интрузивных пород. Считается, что редкометальные пегматиты Хусун-Гола синхронны слюдоносным пегматитам бассейна р. Мюрен и месторождения Ара-Булак.

Радиологические данные так же, как и для эрзинских гранитов, не дают цифр, подтверждающих их докембрийский возраст. Так, в лаборатории ВСЕГЕИ (Иванова, Полевая и др., 1961) по редкометальному пегматиту бассейна р. Хусун-Гол получен возраст 323 млн. лет (см. табл. 42). По нашим данным цифры довольно четко объединяются в четыре группы: 566—556 млн. лет, 527—495, 469—400 и 346—291 млн. лет. Возраст фергусонита, выделенного из хусунгольского гранита по уран-торий-свинцовому методу (Зыков и др., 1961), оценивается в 420 млн. лет при довольно хорошей сходимости возрастных значений по разным изотопным отношениям ( $T_{\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{206}}} = 450$  млн. лет,  $T_{\frac{\text{Pb}^{206}}{\text{U}^{238}}} = 455$ ,

$T_{\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}}} = 450$ ,  $T_{\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Th}^{235}}} = 390$  млн. лет).

Изотопный анализ свинца галенита, выделенного из гранита Хусунгольского массива, показал состав (см. табл. 43), весьма близкий к таковому для галенита из эрзинского гранита и отвечающий составу рудных свинцов каледонской эпохи складчатости.

Таким образом, радиологические данные, полученные практически тремя методами, не подтверждают существующие представления о докембрийском возрасте ни эрзинских, ни хусунгольских гранитоидов и ни связанных с ними пегматитов. Однако, как нам кажется, делать категорический вывод о палеозойском возрасте гранитоидов на основании этих данных преждевременно.

Этому противоречили бы следующие соображения. По данным калий-аргонового метода, наблюдается значительный разброс возрастных значений (от 566 до 291 млн. лет), что обычно характерно для пород, претерпевших неоднократное омоложение. При этом как для эрзинских гранитов, так и для хусунгольских гранитоидов наибольшее количество возрастных значений группируется около цифры 500 млн. лет.

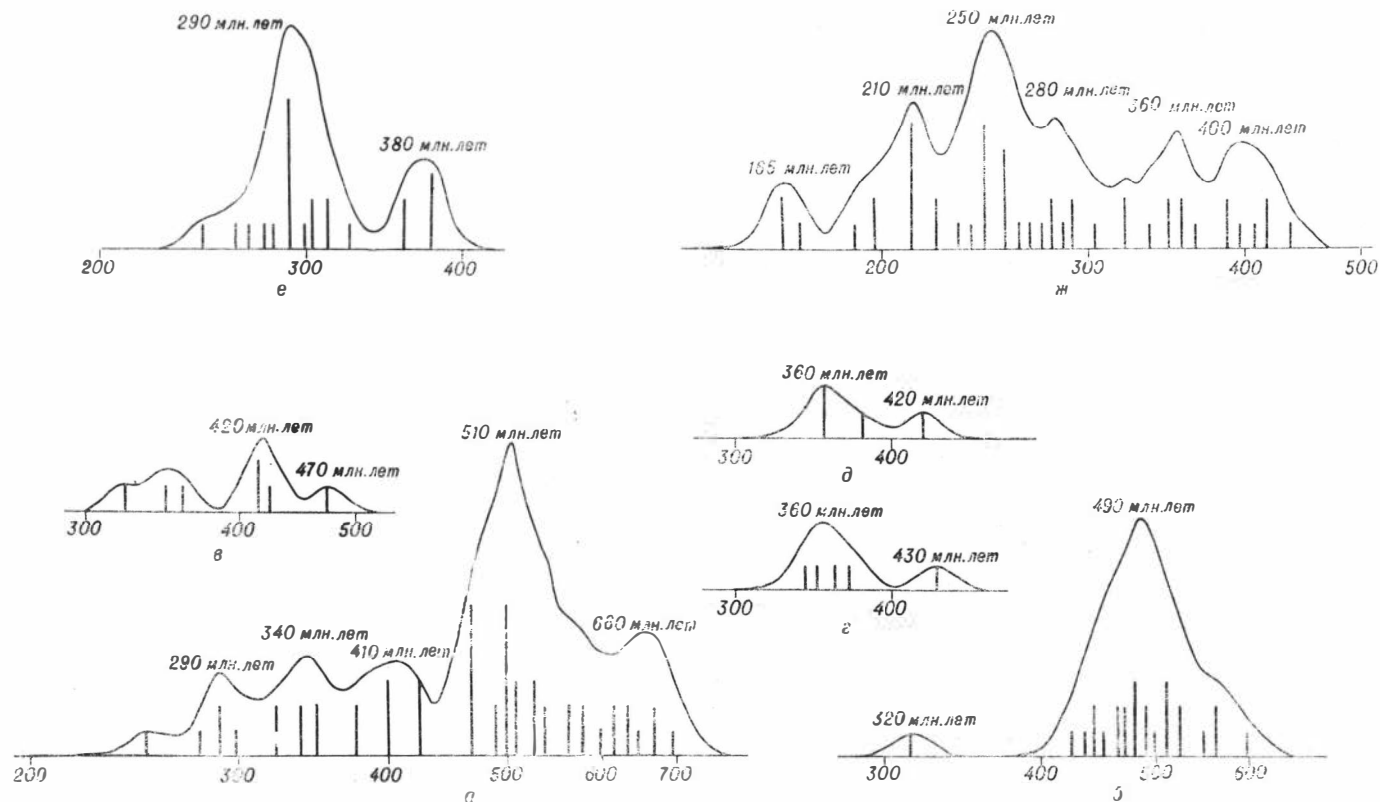


Рис. 22. Гистограммы возраста интрузивных комплексов Тувы.

а — для гранитоидных интрузий сангиленского нагорья, б — для гранитоидных интрузий таниуольского комплекса, в — для интрузий чингекатского комплекса, г — для интрузий торгоалыкского комплекса, д — для интрузий ховахсинского комплекса, е — для интрузий сют-хольского комплекса, ж — для интрузий щелочных пород Восточной Тувы.

Такое же положение имеет главный максимум гистограммы, построенной по данным определения возраста интрузивных образований нагорья Сангилен (рис. 22). Эти значения возраста в общем соответствуют возрасту таннуольского интрузивного комплекса, широко развитого в пределах Восточной Тувы, и особенно в хр. Восточный Танну-Ол (рис. 22, 23). Поэтому нельзя пренебрегать возможностью проявления регионального омоложения древних пород в результате наложения метаморфических процессов таннуольского времени. О несомненном наличии такого омоложения убедительно свидетельствуют цифры возраста, полученные по амфиболу (644 млн. лет) и биотиту (460 млн. лет) из гранита, выходящего в районе

дер. Качик. По мусковиту из пегматита р. Мюрен определен возраст 499 млн. лет, а по микроклину — 371 млн. лет, по розовому крупнозернистому лейкократовому граниту из бассейна Мюрена — 366 млн. лет, по мусковиту из лейкократового гранита на контакте с протерозойскими мраморами в бассейне р. Нарын — 341 млн. лет, по мелкозернистому граниту в районе р. Тарбагатай — 306 млн. лет. Наконец, по мусковиту из пегматитов месторождения Ара-Булак, генетически связываемых с допалеозойскими гранитоидами (Иванова, 1958), по многим определениям получено среднее значение возраста 500 млн. лет. Все эти данные позволяют предполагать, что породы сангилена претерпели по крайней мере два этапа омоложения: верхнекембрийский — ордовикский и среднепалеозойский. Учитывая это, необходимо очень осторожно подходить к интерпретации результатов возрастных исследований нагорья Сангилен, и вряд ли правомерно будет оценивать возраст того или другого интрузива по единичным определениям калий-аргоновым методом. Для объективной расшифровки возрастной принадлежности и последовательности формирования интрузий в районах, подобных Сангилену и Восточной Туве в целом, необходимы определения возраста по многим пробам, различным минералам и разными радиологическими методами.

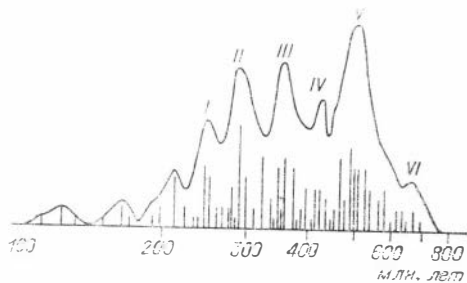


Рис. 23. Сводная гистограмма возраста интрузивных пород Тувы по данным калий-аргонового метода.

Максимум пика характеризует время формирования интрузивных комплексов: I — карадырского щелочных пород (240 млн. лет), II — сюльхольского (байтайгинского) гранитного (290 млн. лет) и восточно-тувинского нефелиновых снгитов (290 млн. лет), III — торгальского габбро-диабазового (360 млн. лет), ховахсинского гранитоидного (360—380 млн. лет) и Бренского гранитного (380 млн. лет), IV — чингекатского гранитного (410—430 млн. лет), V — таннуольского габбро-плагиогранитного (490—510 млн. лет), VI — саянского гранитоидного (древнее 700 млн. лет).

Невысокой достоверностью, по-видимому, обладают также единичные определения возраста эрзинских и хусунгольских гранитоидов по аксессуарным минералам уран-торий-свинцовым методом. Прежде всего, если исходить из известного положения, что для минералов с возрастом менее 600 млн. лет при расчете возраста отношениями

$$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}} \text{ и } \frac{Pb^{207}}{U^{235}}$$

пользоваться нельзя из-за большой погрешности определения свинца 207, то оказывается, что для наиболее надежных отношений

$$\frac{Pb^{206}}{U^{238}} \text{ и}$$

$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$  получаются значительные разбросы возрастных данных (335,

205 млн. лет для Эрзинского массива и 455, 390 млн. лет для Хусунгольского). В таком случае Эрзинский массив должен рассматриваться как сравнительно юный, что противоречит всем данным по истории развития магматизма Тувы. Если хорошую сходимость возрастных значений по разным изотопным отношениям расценивать как признак достоверности определяемого возраста хусунгольского гранита, то при анализе возрастных значений, полученных С. И. Зыковым и др. (1961) по смеси циркона и монацита (лучшие объекты для возрастных определений уран-торий-свинцовым методом) для бреньского гранита ( $T_{\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}} =$

$= 450$  млн. лет,  $T_{\frac{Pb^{206}}{U^{238}}} = 765$ ,  $T_{\frac{Pb^{207}}{U^{235}}} = 690$ ,  $T_{\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}} = 680$  млн. лет), мы

должны были бы относить последний к докембрийским образованиям, что резко противоречит достаточно твердо установленной принадлежности этого гранита к среднепалеозойским (позднекаледонским) образованиям. Наконец, хотя изотопный состав свинца галенитов, выделенных из эрзинских и хусунгольских гранитоидов, в общем отвечает каледонскому времени, он может характеризовать в лучшем случае возраст самого галенита и не обязательно должен соответствовать времени формирования вмещающих его гранитоидов. Галенит может быть вторичным, наложенным. Аналогичный случай, кстати, имеет место в Енисейском круже, где акцессорный галенит, выделенный из гранитов Таракской интрузии нижнепротерозойского возраста, обладает изотопным составом, определяющим верхнепротерозойское время его образования. В то же время анализ данных по возрасту свинца (см. табл. 43) показывает, что свинец Эрзинского массива вероятнее всего был мобилизован из нижнепротерозойских толщ ( $T_{\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}} = 1677$  млн. лет), а свинец

галенита хусунгольского гранита — из верхнеархейских ( $T_{\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}} =$

$= 2050$  млн. лет). Кристаллизация же, как показывают возрастные значения, рассчитанные для отношения  $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$  по методу Холмса — Гаутерман-

са, возможно, протекала в два этапа: в верхнем докембрии (785—621 млн. лет) и в кембрии (529—589 млн. лет).

Таким образом, хотя радиологические методы в большинстве случаев не дают докембрийских цифр по интрузивным образованиям Тувы, они также не дают оснований и для отрицания их наличия. Нужны дополнительные исследования в этом направлении. Вместе с тем, радиологическими исследованиями бесспорно доказывается наличие наложенных разновозрастных этапов метаморфизма, имевших место в течение палеозойского и, вероятно, послепалеозойского времени, которые мы склонны связывать с этапами активизации магматической деятельности, как в пределах самой Тувы, так и на территории соседних регионов.

## ВОЗРАСТ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ТУВЫ

Для среднекембрийского актовракского комплекса ультраосновных и основных пород радиологические данные отсутствуют.

Интрузии таннуольского комплекса широко распространены в пределах хр. Восточный, Танну-Ола и в Восточной Туве. Большинство

исследователей возраст таннуольских гранитоидов определяется как верхнекембрийский. Основанием для этого, помимо общегеологических материалов, являются следующие данные. Таннуольские гранитоиды прорывают протерозойские, нижне- и среднекембрийские отложения, чем определяется их нижняя возрастная граница. В бассейне нижнего течения р. Систыг-Хем и в бассейне р. Чаваш установлено трансгрессивное налегание ордовикских пород на гранитоиды таннуольского комплекса. Л. Н. Леонтьев и М. М. Ипатов (1953) наблюдали у с. Сосновки ясное трансгрессивное перекрытие таннуольских интрузий базальными конгломератами силурийских отложений. Конгломераты состоят из глыб и аркозового материала таннуольских гранитов, а в прослоях и линзах известняков содержит готландскую фауну. Галька таннуольских гранитов присутствует в агульской толще предположительно верхнекембрийского — нижнеордовикского возраста, а Г. А. Кудрявцев (1949) отмечает ее в базальных конгломератах фаунистически охарактеризованного ордовика. Таким образом, геологическими материалами вполне уверенно определяется верхняя возрастная граница интрузии, располагающаяся в пределах верхнего кембрия — нижнего ордовика. Это хорошо подтверждается данными абсолютного возраста для пород из массивов этого комплекса (табл. 44). Полученный разброс цифр сравнительно невелик, и это позволяет думать о достаточно высокой их достоверности. Тем не менее ряд цифр, безусловно, показывает омоло-

Таблица 44

**Результаты определения возраста интрузивных пород  
хр. Восточного Танну-Ола  
(таннуольский интрузивный комплекс) калий-аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Верхние р. Элегест, левый борт лога Ховахсы, микрографический порфирированный гранит, прорывающий эффузивы нижнего кембрия . . . . .	480,547	ВСЕГЕИ
Там же, гранит-порфир, прорывающий эффузивы нижнего кембрия . . . . .	481	„
Гранит из разных мест хребта . . . . .	425,440,445,454 474	„
Бассейн р. Ирбитей, диорит, прорывающий нижнекембрийскую толщу . . . . .	480	„
К востоку от пос. Деспен, кварцевый диорит . . . . .	480	„
Водораздел рек Холь-Ежу — Араскагныг-Хем, гранит . . . . .	494,511	„
Центральная водораздельная часть хребта, биотит из плагиогранита . . . . .	507	„
Правобережье р. Дурген, гранит . . . . .	495,519	ИГиГ СО АН СССР
Бассейн р. Теректыг-Хем, гранит . . . . .	565	Там же
Аплит . . . . .	318	ВСЕГЕИ
Левый берег р. Шурмак, гранодиорит . . . . .	435	„
К северу от дер. Зубовки, биотитовый диорит, перекрывающийся конгломератами силура . . . . .	501	ИГиГ СО АН СССР
Р. Хемчик, валунные свалы гранита . . . . .	509	Там же
Дер. Федоровка, серые лейкократовые биотит-рогообманковые тоналиты, по биотиту . . . . .	571,598	„
Р. Кадырос, габбро-диорит . . . . .	476±20	ИГЕМ
Там же, плагиогранит . . . . .	462±18	„
Р. Цоригин-Гол, плагиогранит . . . . .	468±19	„
Пос. Катунский, габбро . . . . .	516±21	Р. М. Яшина и И. В. Борисевич (1966)

женные возраста. Наиболее близки возрасту интрузий таннуольского комплекса значения, полученные по биотиту из плагногранита, — 507 млн. лет, по граниту на водоразделе рек Холь-Ежу и Арыскагныг-Хем (южный склон Восточного Танну-Ола) — 494, 511 млн. лет, по граниту правобережья р. Дурген (северный склон того же хребта) — 495, 519 млн. лет и гранит-порфиру в верховьях р. Элегест — 547, 480, 481 млн. лет. Этот же возраст показал биотит из гранита, прорывающего протерозой в районе р. Нарын и биотит из гнейсовидного гранита нагорья Саугилеи — 488 млн. лет (см. табл. 42). Наиболее вероятный возраст таннуольских гранитондов, как это видно из гистограммы (см. рис. 23), необходимо оценивать цифрой 510 млн. лет.

Т а б л и ц а 45

**Результаты определения возраста интрузивных пород шапшальского (чингекатского) комплекса Тувы калий-аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Хр. Эргак-Торгак-Тайга, водораздел рек Айна—Кондат, Айнинский массив, биотит из гранита, прорывающего аласугскую толщу верхнего кембрия (?) . . . . .	468	ВСЕГЕИ
Верховья р. Ала-Суг, зап. склон высоты 2162,0, Белиг-хемский массив, кварцевый диорит . . . . .	360±18	„
Красный гранит, выходящий восточнее Кызылдагского массива, прорывает диорит-плагногранитную серию пород хр. Восточный Танну-Ола . . . . .	412	„
Верховья р. Холаш, Монгутайгинский массив, биотит из порфировидного плагногранита, прорывающего метаморфическую толщу протерозоя (?) . . . . .	420	„
Чингекатский массив, амфиболовый гранит . . . . .	351	„
Оджинский массив, диорит, прорывающий толщу кембрия (?) . . . . .	414	„
Там же, тоналит . . . . .	320	„

Интрузии шапшальского (чингекатского) комплекса прорывают толщи саянских метаморфических сланцев условно верхнекембрийского — нижнеордовикского возраста, а их галька отмечается в базальных конгломератах силура. Таким образом, позднекаледонский возраст интрузий комплекса определяется довольно уверенно.

Для пород чингекатского комплекса имеется небольшое количество определений возраста (табл. 45). На гистограмме (см. рис. 22) четко выражен пик с максимумом около 420 млн. лет. По ряду проб получены более низкие значения возраста, которые, по-видимому, характеризуют время наложения метаморфизующих процессов. На сводной гистограмме (см. рис. 23) также виден четкий пик с максимумом около 420 млн. лет. Это позволяет оценивать возраст интрузий чингекатского (шапшальского) комплекса цифрой 420 млн. лет, что находится в хорошем соответствии с геологическими данными.

Т. Н. Иванова (Иванова, Орлов, 1958; Иванова, 1959) с чингекатским (шапшальским) комплексом параллелизует интрузии хусунгольского комплекса Юго-Восточной Тувы и большепорожского комплекса Западного Саяна. Материалы по возрасту хусунгольского комплекса гранитондов рассматривались выше в связи с существующими представлениями об его докембрийском времени образования, и здесь этого вопроса мы не касаемся. Напомним только, что хотя радиологическими данными и подтверждается вероятность позднекаледонского возраста



этого комплекса, однако, по ряду соображений не отрицается и более раннее его формирование.

Интрузии большепорожского комплекса Западного Саяна прорывают шигнетскую толщу, содержащую фауну ордовика и низов силура, а галька их встречается в конгломератах шиштыкской свиты, содержащей венлокскую фауну. Таким образом, позднекаледонский возраст большепорожских гранитов устанавливается вполне определенно. По граниту Большепорожского массива получены возрастные значения 409 и 410 млн. лет, которые хорошо увязываются с данными по возрасту шапшалыхских (чингекатских) интрузий Тувы.

Среднепалеозойский магматизм в пределах Тувы проявлен весьма широко, практически во всех ее структурных зонах. Исследователями Тувы выделяется ряд среднепалеозойских комплексов: сютхольский, байтайгинский, бреньский, ховахсинский, торгалыкский и др. Большинство исследователей первые три из перечисленных комплексов объединяются под общим названием — сютхольский комплекс.

Массивы собственно сютхольского комплекса (Карахольский, Алашский, Байтайгинский, Сютхольский, Аксугский и др.) располагаются вдоль Саяно-Тувинской или Хемчикской зоны глубинных разломов. Бреньский массив и ряд мелких тел находятся в Восточной Туве. В составе сютхольских массивов преобладающее значение имеют микроклинновые граниты и граносиениты. Отдельные массивы характеризуются батолитовыми размерами. Поскольку все интрузии сютхольского комплекса локализируются в пределах зон региональных разломов и обладают явными чертами постороженных образований, то большинством исследователей они рассматриваются как поздние производные каледонского тектоно-магматического цикла. Однако, относительно стратиграфического положения интрузивов сютхольского комплекса достоверных данных нет. Известно, что в западной части Тувы (район верховьев рек Хемчик, Ак-Суг, Куже) эти интрузии прорывают фаунистически охарактеризованные отложения силура и немую, условно нижнедевонскую, эффузивно-осадочную толщу. По сообщению Г. М. Владимировского, галька сютхольских гранитов была найдена в отложениях саглинской свиты эйфеля (междуречье Алаша и Эдыгея). На наличие гальки сютхольских гранитов в конгломератах толщ низов среднего девона (верховья рек Ак-Суг и Куже) указывал и В. Е. Кудрявцев. Однако к достоверности этих сообщений, широко вошедших в литературу, приходится относиться с большой осторожностью. По устному сообщению А. С. Митропольского, попытка его и В. Г. Чернова повторить находку конгломератов с галькой сютхольских гранитов в отложениях саглинской свиты не увенчалась успехом. Не были они обнаружены и в процессе геологической съемки масштаба 1 : 50000. Среди отложений этой свиты развиты чисто туфогенные конгломераты. А. С. Митропольский высказывает предположение, что единственная галька гранита, обнаруженная Г. М. Владимировским, имеет аллювиальное происхождение. По его же данным, в верховьях р. Ак-Суг в условно нижнедевонских отложениях Западного Саяна, хотя конгломераты действительно содержат обильную гальку и валуны гранитов, но, судя по общему характеру пород в гальках, принадлежность этих гранитов к сютхольским или байтайгинским весьма сомнительна. Они больше похожи на чингекатские граниты. В свете этих данных верхняя возрастная граница сютхольских интрузий оказывается не фиксированной. Более определенное стратиграфическое положение имеют интрузии бреньского комплекса. По данным Я. Д. Шенкмана (1959), они прорывают нижнедевонскую (?) вулканогенную толщу, а их гальки обнаружены в терригенных отложениях с псилофитами среднего —

верхнего девона (район пос. Тора-Хем). Аналогичные данные известны и для северо-востока Тувы. К тому же вулканогенные породы нижнедевонской сайлыгской толщи, нередко пространственно связанные с бреньскими интрузиями, так же как и последние, характеризуются повышенным (по сравнению со средними типами, по Дэли) содержанием щелочей. Это, по мнению Т. Н. Ивановой и Я. Д. Шенкмана, позволяет предполагать существование общего магматического очага для эффузивных и интрузивных образований, что в некоторой степени подтверждается и при сопоставлении геохимической характеристики тех и других.

Для пород, относимых к сютхольскому комплексу, имеется значительное количество цифр возраста (табл. 46). Определения проводились по породе в целом, поэтому многие из полученных цифр позволяют судить только о верхней возрастной границе комплекса. Подавляющее число цифр укладывается в интервале 320—260 млн. лет, давая на гистограмме высокий, четко выраженный пик с максимумом около 290 млн. лет (см рис. 22). Несколько цифр, относящихся в основном к массивам Восточной Тувы (Бреньский массив, гранит р. Хамсара), имеют более древние значения и на гистограмме группируются, давая пик с максимумом около 380 млн. лет. Значение возраста 380 млн. лет для гранитов бреньского комплекса находится в хорошем соответствии

Таблица 46

Результаты определения возраста пород сютхольского и бреньского интрузивных комплексов Тувы калий-аргоновым методом

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Сютхольский массив, г. Кызыл-Тайга (южная оконечность массива), гранит, прорывающий известняково-сланцевую силурийскую толщу . . . . .	277	ВСЕГЕИ ИГиГ СО АН СССР Там же
Там же, среднезернистый биотитовый гранит . . . . .	290	
Там же, среднезернистый гранит . . . . .	326	"
Там же, мелкозернистый розовато-серый биотитовый гранит . . . . .	377	
Там же, порфировидный гранит . . . . .	305	"
Сев.-вост. часть оз. Куп-Холь, гранит-порфир, прорывающий нижнедевонскую толщу эффузивов . . . . .	280	
Сютхольский массив, в 0,5 км к северу от южного контакта гранитов с прорываемой ими силурийской известняково-сланцевой толщей . . . . .	288, 290	"
Правобережье р. Алаш, галька розового порфировидного гранита, аналогичного гранитам сютхольского комплекса из конгломератов, лежащих в основании эффузивно-осадочной свиты нижнего девона . . . . .	292	
Зап. часть Тувы, ниже озера в верховьях р. Тонгул, гранит прорывает нижнедевонскую эффузивно-осадочную толщу . . . . .	298	"
Зап. часть Тувы, гранит из р-на р. Улу-Шуя, прорывает нижнедевонскую толщу . . . . .	268, 306	
Бреньский массив, гранит прорывает нижнедевонскую эффузивно-осадочную толщу . . . . .	316	"
Р. Брень ниже устья р. Чиглантэ, Бреньский массив, гранит рвет нижний девон и перекрывается верхним девонном . . . . .	360, 360, 380	
Заладная Тува, г. Тонгул, лейкократовый гранит . . . . .	244	ВСЕГЕИ
Турбацкий массив, гранит рвет отложения нижнего девона	320	
Хр. Улуг-Тайга, гранит рвет сиениты девонской или более юной интрузии . . . . .	259	"
Правобережье р. Хамсара, гранит . . . . .	379	
Сютхольский среднезернистый гранит . . . . .	292	"
Там же, мелкозернистый гранит . . . . .	292	

с геологическими данными о его стратиграфическом положении — нижний — средний девон. Таким образом, радиологические данные подтверждают принадлежность интрузий бреньского комплекса к образованиям поздних стадий салаиро-каледонского тектоно-магматического цикла. Если исходить из широко развитого в настоящее время представления, что бреньские и собственно сютхольские граниты являются образованиями единого интрузивного комплекса (сютхольского в понимании большинства исследователей), то возраст собственно сютхольских интрузий должен также оцениваться цифрой 380 млн. лет. Все же молодые значения возраста, полученные для сютхольских пород, должны рассматриваться как результат омоложения в связи с процессами верхнепалеозойского времени, протекавшими в областях глубинных разломов. Однако решение вопроса о времени формирования собственно сютхольских интрузий, располагающихся в западной части Тувы, в структурно иной области, чем бреньские гранитоиды, оказывается значительно более сложным. Выше уже указывалось, что стратиграфическое положение сютхольских гранитоидов до настоящего времени является не ясным. Верхняя возрастная граница их достоверно не установлена. Имеющиеся радиологические данные (320—260 млн. лет) позволяют предполагать возможное время формирования сютхольских гранитоидов около 290 млн. лет (верхний карбон — пермь) и, следовательно, принадлежность их к герцинскому тектоно-магматическому циклу. Такое предположение не противоречит известным данным о большом петрологическом и геохимическом сходстве сютхольских гранитоидов с породами калбинского интрузивного комплекса Алтая, герцинский возраст которых несомненен. Это подтверждается и радиологическими данными, согласно которым возраст калбинских гранитов, так же как и сютхольских, оценивается около 290—300 млн. лет. Немаловажен также и тот факт, что для девонских (в том числе и нижедевонских) эффузивов, развитых в областях распространения сютхольских интрузий, калий-аргоновым методом устанавливаются низкие (омоложенные) значения возраста в интервале 320—240 млн. лет (см. табл. 41), т. е. в тех же пределах, что и для сютхольских гранитоидов. Это позволяет думать, что омоложение девонских эффузивов как раз и связано с формированием на границе карбон — пермь сютхольских интрузий. Таким образом, молодой герцинский возраст пород сютхольского комплекса определяется не только прямыми, но и косвенными данными.

Конечно, в настоящее время еще нельзя делать окончательных выводов. Необходимо проведение специальных геологических и радиологических исследований с целью получения объективных данных о возрасте сютхольского комплекса Тувы. В частности, весьма важны поиски и проверка мест нахождения конгломератов с предполагаемой галькой сютхольских гранитов. При установлении таковых необходимо идентификацию гальки с сютхольскими породами осуществлять на основе петрологических, геохимических и радиологических сравнительных исследований.

В ряде районов Тувы среди осадочно-эффузивных девонских толщ залегает большое количество пластовых и секущих разнообразных по составу сложно дифференцированных интрузий. В Западной Туве их выделяют под названием каргинского комплекса, а в центральной части Тувы — под названием торгалыкского комплекса. Последнее теперь пользуется большим признанием.

Состав интрузий торгалыкского комплекса варьирует от типичных для него габбро-диабазов и габбро до гранодиоритов, сиенитов и щелочных гранитов. В отличие от пород тануольского комплекса габбро-

иды и диориты торгалыкского комплекса характеризуются превышающими кларк этих пород содержаниями таких элементов, как Nb, V, Be, Rb, Cs, Sc, P. Граниты и сиениты торгалыкского комплекса в отличие от сютхольских гранитов содержат в количествах выше кларка (для пород кислого состава) элементы группы железа Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr и в кларковых и более низких концентрациях La, Sn, Pb. Последние в сютхольских гранитах дают содержания выше кларка.

Интрузивные тела торгалыкского комплекса залегают среди отложений среднего девона. В ряде районов Западной и Центральной Тувы эти интрузии прорывают палеонтологически охарактеризованные верхнедевонские отложения (верхнее течение р. Сев. Торгалык, между речье Сев. Торгалык — Чаа-Холь). Галька и валуны основных пород комплекса в изобилии встречаются в конгломератах средней юры (бас-

Таблица 47

Результаты определения возраста пород торгалыкского интрузивного комплекса Тувы калий-аргоновым методом

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Р. Сев. Торгалык, диорит среднезернистый, прорывает среднедевонские отложения до живецких включительно . . . . .	339	ВСЕГЕИ
Там же, сиенито-диорит, прорывает среднедевонские отложения . . . . .	353	
Там же, сиенит . . . . .	360	В. М. Немцович (1961)
Там же, сиенито-диорит . . . . .	371	То же
Выходы по дороге от с. Шагонара в дер. Торгалык, граносиенит . . . . .	439	ВСЕГЕИ
Белатрский массив . . . . .	263	„

сейн р. Карга), а в центральных районах Тувы установлено непосредственное перекрывание массивов торгалыкского комплекса среднеюрскими отложениями. Исходя из этих данных и ряда других соображений, А. П. Кривенко (1965) пришел к выводу, что становление габброидов торгалыкского комплекса, вероятнее всего, было приурочено к самым верхам девона — низам карбона. В табл. 47 приведен ряд определений возраста торгалыкского комплекса. Если не принимать во внимание значение возраста для Белатрского массива 268 млн. лет, в силу каких-то причин сильно заниженное, и значение 439 млн. лет, полученные для граносиенита, выходящего около дороги из с. Шагонара в дер. Торгалык, значительно удревшенное, то остальные значения возраста позволяют оценивать возраст торгалыкского комплекса в 360 млн. лет. Это вполне совпадает с выводами А. П. Кривенко о верхнедевонском возрасте этого комплекса.

По данным В. В. Шурупова и др. (1966), возраст роговой обманки из альбититов, являющихся продуктом гидротермальнометасоматической переработки габброидов торгалыкского комплекса (правый берег р. Иштихем), равен 250 млн. лет. Это показывает, что образование альбититов протекало на 100 млн. лет позже формирования габброидных пород.

Небольшое количество определений выполнено по породам ховахсинского интрузивного комплекса, также относимого к образованиям среднепалеозойского времени. Собственно Ховахсинская интрузия, сложенная лейкократовыми гранитами, контактирует

как с кембрийскими, так и с силурийскими толщами. При этом породы интрузии метаморфизуют фаунистически охарактеризованные вендоксские отложения. Связанная с этой интрузивной медь-никель-кобальтовая минерализация проникает в нижедевонскую эффузивно-осадочную толщу. Отсюда следует, что интрузии ховахсинского комплекса, по геологическим данным, не могут быть древнее нижнего девона. Верхняя возрастная граница их не ясна. По трем цифрам, полученным калий-аргоновым методом (табл. 48), возраст ховахсинского комплекса может быть оценен в 360—380 млн. лет. Если это подтвердится последующими исследованиями, ховахсинский интрузивный комплекс необходимо будет рассматривать как синхронный бреньскому комплексу.

В то же время характер гистограмм, построенных, правда, по весьма небольшому числу определений возраста пород ховахсинского и торгалыкского комплексов (см. рис. 22), показывает общность намечающихся пиков с максимумами около 350 и 420 млн. лет, что как будто свидетельствует в пользу đồngовозрастности этих комплексов. На сводной гистограмме (см. рис. 23) в интервале 350—400 млн. лет, соответствующем девонскому времени, выделяется всего лишь один весьма четкий пик с максимумом около 360 млн. лет. На наш взгляд, это может свидетельствовать о близком возрасте среднепалеозойских интрузий Тувы, с одной стороны, а, с другой — это связано с процессами омоложения более древних образований более поздними и, вероятно, недостаточностью генеральной совокупности статистических рядов цифр возраста по рассматриваемым интрузивным комплексам.

В пределах восточной части Тувы широким развитием пользуются щелочные породы (щелочные граниты, граносиениты, нефелиновые сиениты, нефелин-полевошпатовые пегматиты, уртит-ийолиты и др.), располагающиеся среди карбонатных пород верхнего протерозоя. Стратиграфическое положение этих интрузий не ясно. Они приурочены либо к области завершенной байкальской складчатости (нагорье Сангилен), либо к зоне сочленения областей байкальской складчатости с палеозойской (каледонской) геосинклиналью (Восточная Тува). Щелочные породы прорывают протерозойские толщи и секут габброиды и диориты таннуольского (верхнекембрийского) интрузивного комплекса. Нефелиновые сиениты Коргеретабинского и Сольбельдерского массивов пересекают девонские лейкократовые граниты. В Восточной Тувe (Дугдинский массив) они внедряются в граниты, сиенито-диориты, граносиениты и щелочные сиениты сютхольского (бреньского) интрузивного комплекса. Наиболее крупные массивы нефелиновых сиенитов рассекаются дайками щелочных гранитов, щелочных сиенитов и щелочных лампрофиров. Относительно возраста щелочных интрузий Тувы высказывались различные мнения. В. А. Кузнецов, Г. В. Пинус (1949) и другие исследователи считали их позднекаледонскими. Л. Н. Зоненшайн и А. Г. Кудрявцев (1959) относили все субщелочные

Таблица 48

**Результаты определения возраста интрузивных пород ховахсинского комплекса Тувы калий-аргоновым методом\***

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет
Северные предгорья хр. Восточный Танну-Ола, интрузивный порфир среди девонских эффузивов . . . . .	356
Р. Элегест, лог Ховахсы, розовый гранит, скарнирующий силурийскую и условно нижедевонскую толщи . . . . .	356
Там же, левый борт лога Ховахсы, гранит из массива среди девонских эффузивов . . . . .	380
Ховахсинский массив, аплит	409

\* Определения выполнены ВСЕГЕИ.

и щелочные породы Тувы к образованиям более поздним, чем нижнедевонские интрузии аляскитовых гранитов. А. В. Ильин и В. М. Моралев (1963) объединяли щелочные породы вместе с ультрабазитовыми и базитовыми малыми интрузиями бассейна р. Улан-Эрге в единый сангиленский интрузивный комплекс. Т. Н. Иванова (1959) высказала предположение о мезозойском возрасте щелочных интрузий Тувы и предложила выделить их в самостоятельный караадырский комплекс. А. С. Павленко, А. И. Тугаринов и др. (Зыков С. И. и др., 1961), основываясь на данных определения возраста акцессорных минералов уран-торий-свинцовым методом, пришли к выводу о позднекаледонском (таконском) возрасте большинства щелочных массивов Тувы. В. И. Коваленко, Л. В. Окладникова и др. (1965), исходя из общности тектонического положения щелочных пород и сютхольских гранитоидов, наличия постепенных переходов от обычных гранитов через щелочные граниты к кварцевым сиенитам и сиенитам (Каахемский, Аксугский, Дототский и др. массивы), от кварцевых сиенитов и сиенитов к нефелиновым сиенитам (Дугдинский, Кадыросский, Чавачский, Улан-Эргинский), близости времени формирования сютхольских (бреньских) гранитов и щелочных пород, а также данные их петрохимических и геохимических исследований посчитали возможным объединять гранитоиды сютхольского (бреньского) комплекса и щелочные породы сангиленского комплекса в единый среднепалеозойский комплекс Тувы. В последнее время Р. М. Яшина и И. В. Борисевич (1966), анализируя полученные ими данные по абсолютному возрасту щелочных пород Тувы, пришли к выводу о наличии среди последних двух возрастных групп: среднепалеозойской, развитой в пределах докембрийских пород Сангиленского срединного массива (сангиленский интрузивный комплекс) и верхнепалеозойско-мезозойской, распространенной севернее Агардаг-Эрзинского глубинного разлома и в Тоджинском районе, в зоне сочленения сангиленских и восточно-саянских байкалид с палеозойской геосинклиналью.

В опубликованной в 1967 г. работе В. А. Кузнецов хотя и сохраняет сангиленский щелочный комплекс Тувы в составе образований поздней стадии салаиро-каледонского тектоно-магматического цикла, однако, учитывая полученные для его пород низкие значения возраста, высказывает предположение о возможной его связи с позднепалеозойской (герцинской) активизацией древних каледонид и байкалид, вызванной одновременными процессами развития герцинской геосинклинальной системы на западе Алтае-Саянской области.

Таким образом, единое достаточно обоснованное мнение о геологическом возрасте щелочных пород Тувы отсутствует.

Для щелочных пород Тувы в настоящее время имеется значительное количество определений абсолютного возраста уран-торий-свинцовым и калий-аргоновым методами.

Уран-торий-свинцовым методом по разным уран-торийсодержащим акцессорным минералам выполнено значительное количество определений возраста щелочных пород. Приведенные в табл. 49 данные показывают, что во многих случаях получен большой разброс цифр, рассчитанных по разным изотопным отношениям. На гистограммах, построенных по возрастным значениям, соответствующим тому или иному изотопному отношению (рис. 24), выявляются пики, которые плохо увязываются между собой. Как видно на графике соответственных возрастов (рис. 25), отклонения возрастных значений обусловлены в одних случаях преимущественной потерей свинца, в других — потерей урана или тория. Все это указывает, что исследованию подверга-

Абсолютный возраст щелочных пород Юго-Восточной Тувы  
по данным уран-торий-свинцового метода (по Зыкову и др., 1961)

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет				Принятый возраст, млн. лет	
	$\frac{T_{Pb^{207}}}{Pb^{207}}$	$\frac{T_{Pb^{206}}}{U^{238}}$	$\frac{T_{Pb^{207}}}{U^{235}}$	$\frac{T_{Pb^{206}}}{Th^{232}}$		
Баянкольский массив, по ториту	405	730	650	165	400±80	
Аксугский массив {	по эвксениту	400	390	380	770	430±60
	циркону	830	385	450	200	
	эвксениту	460	730	665	690	
Дахунурский массив, по везувиану	370	420	405	410	400±40	
Оруктинский массив, по циркону	690	435	475	365	400±40	
Чавачский массив, по ортиту	710	445	480	395	420±40	
Агашский массив {	по фергюсониту	640	380	410	360	390±20
	Фергюсониту	205	235	225	315	
	циркону	500	415	420	400	
	„	750	410	460	265	
„	850	360	420	370		
Балыгтыгхемский массив {	по ураниниту	385	515	485	530	400±20
	торианиту	390	395	385	425	
	циркону	260	400	375	395	
	горобастнезиту	385	680	600	175	
Дугдинский массив, {	по пирохлору	260	355	335	245	290±10
	циркону	100	300	275	260	
	торианиту	295	295	290	280	
	пирохлору	290	305	300	345	
	бритолиту	920	300	375	305	
	торианиту	280	290	285	300	
	фергюсониту	335	325	320	305	
бритолиту	265	290	280	275		
Бурек-Кундусский массив {	по циркону	—	220	—	345	
	паризиту	—	295	—	255	
Бренский массив, смесь циркона и монацита	480	765	690	680		
Эрзинский массив, по циркону	475	335	350	205		
Хусунгольский массив, по фергюсониту	450	455	475	365	420±40	

лись минералы, в той или иной мере измененные последующими процессами. В большинстве исследованных минералов анализом выявлено присутствие значительного количества обыкновенного свинца. Присутствие же последнего в радиоактивном минерале, как известно, сильно сказывается на ошибке определения возраста.

Естественно, что поэтому геологическая интерпретация этих данных весьма затруднительна.

А. И. Тугаринов, А. С. Павленко и др. (Зыков и др., 1961), анализируя полученные данные уран-торий-свинцовым методом, пришли к выводу, что щелочные интрузии Тувы обладают абсолютным возрастом от 430 млн. лет (Аксугский массив) до 390 млн. лет (Агашский массив) и, таким образом, являются девонскими образованиями, принадлежащими позднекаледонскому этапу магматизма. Исключением из этого является Дугдинский массив, абсолютный возраст которого оказался равным 290 млн. лет, что позволяет его относить к производным герцинского тектоно-магматического цикла (верхний карбон — пермь). Отмечая некоторые особенности Дугдинской интрузии по сравнению с другими (резко проявленная дифференциация на нефелиновые сиениты первой фазы и щелочные граниты, слагающие крупные тела

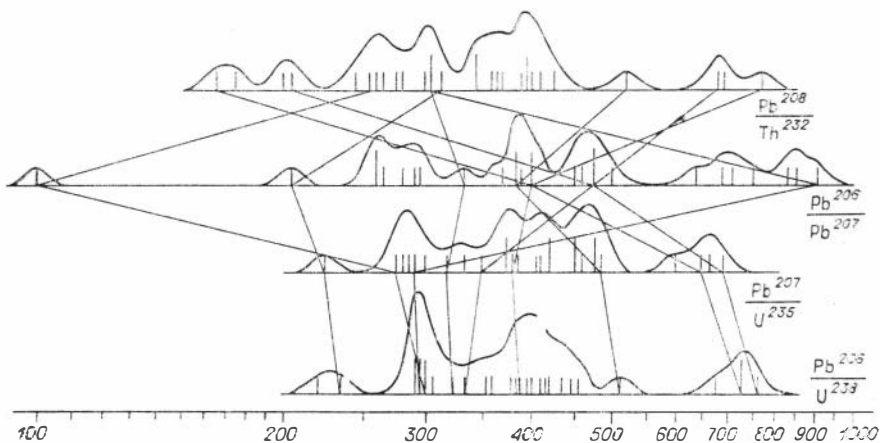


Рис. 24. Гистограммы возраста интрузивных пород Тувы по данным уран-торий-свинцового метода.

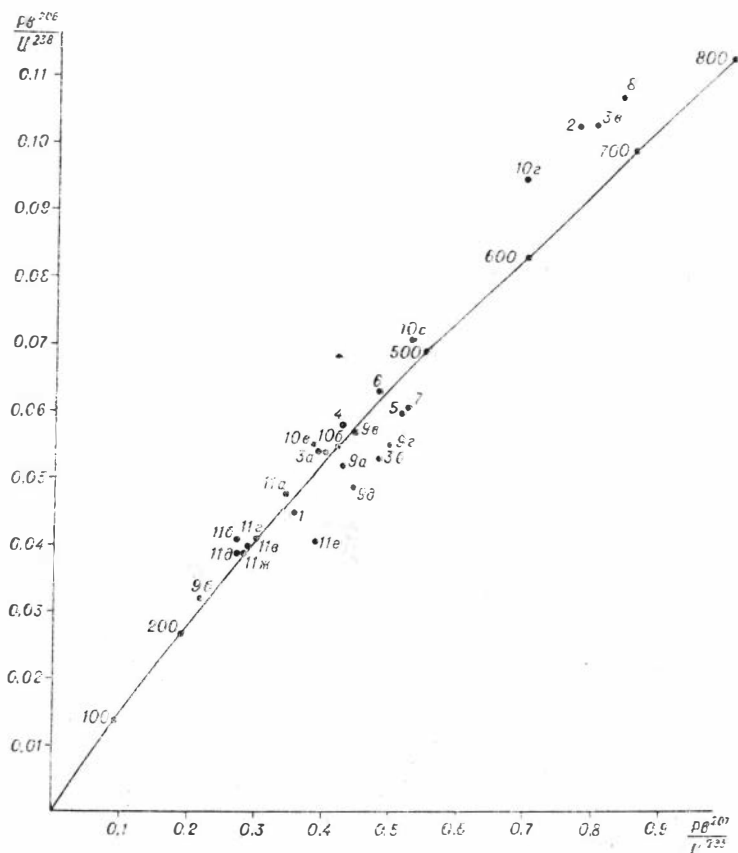


Рис. 25. Характеристические точки соответствуют массивам:  
 1 — Эрзинскому, 2 — Баянкольскому, 3 — Аксугскому, 4 — Дахунурскому,  
 5 — Оругтинскому, 6 — Хусуингольскому, 7 — Чавачскому, 8 — Бреньско-  
 му, 9 — Агашскому, 10 — Балыктыглемскому, 11 — Дугдинскому.



Изотопный состав свинца галенитов из щелочных пород Тувы (по С. И. Зыкову и др., 1961)

Массив	Изотопные отношения			
	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{213}}{Pb^{204}}$	
Дугдинский . . . .	18,25	15,54	37,61	
	18,18	15,52	37,68	
	18,15	15,50	37,63	
	18,18	15,50	37,58	
Аксугский . . . . .	17,67	15,46	37,35	
	17,36	15,39	36,68	
	Балыктыгхемский	17,61	15,44	37,27
		17,73	15,47	37,31
Эрзинский . . . . .	17,61	15,42	37,15	
	17,64	15,41	37,23	
	17,42	15,39	36,76	
	17,33	15,37	36,86	
	17,39	15,26	36,79	
	17,36	15,38	36,74	
	17,30	15,31	36,75	
	17,51	15,40	36,80	
Хусуингольский . . . .	17,36	15,46	37,35	
	17,35	15,46	37,30	
	17,36	15,26	36,56	
	17,34	15,32	36,59	

данные определения абсолютного возраста акцессорных минералов из щелочных пород Тувы, но и результаты анализа изотопного состава свинца галенитов, выделенных из этих пород, указывают на разновозрастность щелочных пород, объединяемых многими исследователями в единый сангиленский (среднепалеозойский) интрузивный комплекс. Действительно, при нанесении данных исследования изотопного состава свинца галенитов (табл. 50) на графики в координатах  $\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$ ,  $\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$  и  $\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$ ,  $\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$  четко обособляются

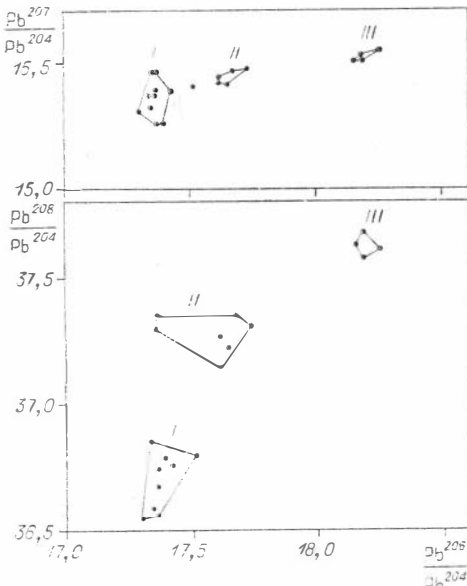


Рис. 26. Изотопные контуры (I—III) для галенитов, выделенных из щелочных пород Тувы.

три изотопные контура (рис. 26). В первый и во второй контуры объединяются характеристические точки свинцов галенитов из пород Аксугского, Балыктыгхемского, Эрзинского и Хусуингольского массивов. Средний изотопный состав этих свинцов для первого (при  $Pb^{204}=1$ ;  $Pb^{206}=17,37$ ;  $Pb^{207}=15,37$ ;  $Pb^{208}=36,70$ ) и второго (при  $Pb^{204}=1$ ;  $Pb^{206}=17,57$ ;  $Pb^{207}=15,43$ ;  $Pb^{208}=37,29$ ) контуров отвечает среднему составу свинцов каледонской орогенной эпохи. Свинец же Дугдинского массива, характеристические точки которого объединяются третьим контуром и имеют средний изотопный состав при  $Pb^{204}=1$ ;  $Pb^{206}=18,19$ ;  $Pb^{207}=15,52$ ;  $Pb^{208}=37,62$ , отвечает среднему изотопному составу герцинской орогенной эпохи. На графике соответственных возрастов (см.

рис. 25) характеристические точки образуют две обособленные группы. В одну объединяются точки Аксугского, Агашского, Чавачского, Оругтинского, Балыктыгхемского, Дахунурского, Хусунгольского массивов, в другую — Дугдинского массива. Все это весьма убедительно говорит о наличии в Туве щелочных пород производных разных тектоно-магматических циклов (позднекаледонского и герцинского). Более того, группировка характеристических точек для галенитов каледонских массивов указывает на то, что в позднекаледонское время формирование щелочных интрузий протекало в два этапа. Это, как будет показано ниже, подтверждается и данными калий-аргонового метода.

Калий-аргоновым методом по щелочным породам Тувы выполнено 49 определений (табл. 51). Из них по биотиту возраст определен в 12, по калиевому полевому шпату — в 11 и по породе в целом — в 10 пробах. Сравнение результатов определения возраста по разным минералам из одной пробы показывает, что если цифры возраста, полученные по калиевому полевому шпату и нефелину, в общем случае близки между собой, то по слюдам значения возраста в ряде случаев оказались более низкими, что, возможно, связано с имевшими место наложенными метаморфизирующими процессами. Определения возраста осуществлены по различным разновидностям щелочных пород. Наиболее древние значения возраста получены для геденбергитовых нефелиновых сиенитов (см. табл. 51) — от 404 до 430 млн. лет. В одном случае то же значение возраста получено и для ийолита — 415 млн. лет. Для двух проб из ийолит-уртита цифры оказались значительно меньшими — 364 и 345 млн. лет. Щелочные граниты и нефелиновые сиениты показали практически одинаковый разброс цифр: от 386 до 212 млн. лет для первых и от 382 до 196 млн. лет для вторых. Характер распределения цифр внутри каждого из этих рядов позволяет высказать предположение о наличии двух возрастных групп — одной с возрастом около 330—340 млн. лет и другой с возрастом около 250 млн. лет. Тот же возраст, если судить по имеющимся двум определениям, имеют и щелочные пегматиты (357 и 244 млн. лет). Обращает внимание, что альбитизированные нефелиновые сиениты, кварц-полевошпатовые породы и дайковые щелочные граниты фактически имеют один возраст — около 240 млн. лет.

На гистограмме, построенной по цифрам, полученным для щелочных пород Тувы (см. рис. 22), выделяется целая серия пиков (400, 360, 280, 250, 165 млн. лет), что, по-видимому, отражает сложную историю формирования щелочных интрузий региона. Характерно, что наиболее древние (среднепалеозойские) пики на гистограмме отделены от наиболее интенсивных молодых (пермо-триасовых) пиков относительно глубоким минимумом, что подтверждает представление о разновозрастных этапах формирования щелочных пород в Туве.

Р. М. Яшина и И. В. Борисевич (1966), анализируя полученные ими результаты определения абсолютного возраста, пришли к заключению, что щелочные породы, развитые в пределах Сангиленского срединного массива, формировались в два этапа. Первому отвечают интрузии геденбергитовых нефелиновых сиенитов, развитые главным образом на северо-западном и северном крыльях Сангиленского синклинория среди мраморов балыктыгхемской свиты протерозоя. Абсолютный возраст их определяется в интервале 430—404 млн. лет. Одновозрастными с геденбергитовыми нефелиновыми сиенитами оказываются и контактовые породы, для которых установлен возраст 415 млн. лет

## Результаты определения возраста щелочных пород Тувы калий-аргоновым методом

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Оругтинский массив, нефелиновый сиенит . . . . .	155, 163, 165	ВСЕГЕИ
Там же, амфибол-биотитовый нефелиновый сиенит, по калиевому полевому шпату . . . . .	244±10	Р. М. Яшина, И. В. Бо- рисевич (1966)
То же, по биотиту . . . . .	226±9	То же
То же, по нефелину . . . . .	232±9	”
» . . . . .	242±13	”
Коргередабинский массив, нефелиновый сиенит . . . . .	196	ВСЕГЕИ
Там же, гранит, по биотиту . . . . .	320±13	Р. М. Яшина, И. В. Бо- рисевич (1966)
То же, по микроклину . . . . .	278±11	То же
Там же, дайка щелочного гранита, по калиевому полевому шпату . . . . .	238±9	”
Там же, амфиболовый нефелиновый сиенит . . . . .	304±12	”
Р. Балыктыг-Хем, кл. Сиенитовый, нефелиновый сиенит . . . . .	284	ВСЕГЕИ
Там же, альбититовая порода с эгирином и не- фелином . . . . .	289	”
Массив Кара-Адыр-Пиче-Холь, нефелиновый сиенит . . . . .	260, 265	”
Г. Танга, уч. Улуг-Танзек, кварцево-полевошпа- товая порода . . . . .	194	”
Сангиленский комплекс, крупнозернистый гранит, по биотиту . . . . .	293	ИГНГ СО АН СССР
Сангиленский комплекс, среднезернистый гранит, по биотиту . . . . .	386	”
Р. Мос, кварцевый сиенит . . . . .	190	”
Баянкольский массив, геденбергитовый нефелино- вый сиенит, по нефелину . . . . .	410±16	Р. М. Яшина, И. В. Бо- рисевич (1966)
Там же, альбитизированный нефелиновый сиенит, по биотиту . . . . .	256±10	То же
Там же, геденбергитовый нефелиновый сиенит, по нефелину . . . . .	430±16	”
Харлинский массив, ийолит-уртит, по нефелину . . . . .	354±15	”
Там же, геденбергитовый нефелиновый сиенит, по нефелину . . . . .	404±20	”
Там же, щелочной пегматит, по калиевому поле- вому шпату . . . . .	244±13	”
Там же, калиевый полевой шпат из кварц-полево- шпатовой жилы . . . . .	244±13	”
Там же, альбитизированный нефелиновый сиенит, по биотиту . . . . .	210±8	”
То же, по калиевому полевому шпату . . . . .	214±8	”
То же, по биотиту . . . . .	240±10	”
Дахунурский массив, ийолит, по нефелину . . . . .	415±16	”
Чартисский массив, полевошпатовый ийолит-ур- тит, по калиевому полевому шпату . . . . .	345±14	”
Там же, щелочной пегматит, по нефелину . . . . .	357±14	”
Тоскульский массив, амфиболовый нефелиновый сиенит, по биотиту . . . . .	330±13	”
То же, по нефелину . . . . .	368±14	”
То же, по калиевому полевому шпату . . . . .	382±21	”
Уланэргинский массив, амфиболовый нефелино- вый сиенит, по биотиту . . . . .	322±13	”
Улугаргинский массив, амфиболовый сиенит, по калиевому полевому шпату . . . . .	345±14	”
Сольбельдерский массив, нефелиновый сиенит, по биотиту . . . . .	309	”
Там же, микроклиновый гранит, по микроклину . . . . .	355	”

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Там же, мелкозернистый гранит, по микроклину	349	Р. М. Яшина, И. В. Борисевич (1966)
Дугдинский массив, сиенито-диорит, по биотиту	278±11	То же
Там же, щелочной гранит, по калиевому полевоому шпату	212±11	„
Там же, амфибол-биотитовый нефелиновый сиенит, по нефелину	224±11	„
То же, по калиевому полевоому шпату	210±10	„
Кадыросский массив, граносиенит, по калиевому полевоому шпату	272±11	„
Там же, щелочной гранит, по калиевому полевоому шпату	212±10	„
Эрзинский массив, амфибол-биотитовый нефелиновый сиенит, по биотиту	254±10	„
То же, по нефелину	250±12	„
Там же, гранитный метасоматит, по калиевому полевоому шпату	170±7	„
Правый берег р. Иштихем, альбитит за счет габброидов торгальского комплекса, по роговой обманке	250	ВСЕГЕИ
Там же, микроклин из жильной породы, секущей альбититы	64	„
М-ние Карасук, биотит из микроклинизированных и гидротермальномозмененных плагногранитов	151	„
Там же, биотит из метасоматических слюдитов	132	„
Там же, мусковит из кварц-мусковитых грейзенов	124	„
Там же, гидротермальномозмененный гранит	112, 114, 122	„
Там же, переотложенный микроклин из кварц-карбонатных пород эндоконтакта рудных тел	66	„

(ийолиты Дахунурского массива). В то же время нефелизированные ийолиты (ийолит-уртиты) Харлинского и Чартисского массивов формировались после геденбергитовых нефелиновых сиенитов и контактово-реакционных ийолитов. Для них определен возраст в интервале 364—345 млн. лет.

Для второго этапа характерны амфиболовые и биотит-амфиболовые сиениты, тяготеющие к осевой части Сангиленского синклинория и залегающие в самых верхах чартисской свиты протерозоя. Они прорывают не только породы таннуольского интрузивного комплекса, но и среднепалеозойские граниты. Возраст щелочных пород второго этапа определяется от 330 до 304 млн. лет.

Важно подчеркнуть, что данные определения возраста сангиленских щелочных пород калий-аргоновым методом оказываются в хорошем соответствии с результатами уран-торий-свинцового метода. Как в том, так и в другом случае устанавливаются две возрастные группы щелочных пород формирования, которые разделены временем около 100 млн. лет.

Амфиболовые нефелиновые сиениты второго этапа обычно альбитизированы. Отмечается альбитизация двух стадий. По данным Р. М. Яшиной и И. В. Борисевич (1966), абсолютный возраст биотита из альбитизированных пород ранней (автометасоматической) стадии пород близок к возрасту, полученному для первичных пород по нефелину, хотя всегда несколько моложе последнего (для Таскульского масси-

ва возраст по нефелину 368 млн. лет, а по биотиту — 330 млн. лет). Во вторую стадию альбитизации подвергались породы в области контактовых зон щелочных массивов или вдоль постинтрузивных тектонических нарушений. Возраст биотита, выделенного из пород, претерпевших изменения в эту стадию, оказывается равным 256—210 млн. лет.

Щелочные породы Восточной Тувы, приуроченные к полосе протерозойских пород, расположенной в поле развития таинуюльских и среднепалеозойских гранитоидов, формировались в три последовательные стадии: 1) сиенито-диориты, сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты, 2) амфибол-биотитовые нефелиновые сиениты, 3) жильные щелочные граниты и граносиениты.

Субщелочные породы первой фазы в пространстве тесно взаимосвязаны с микроклиновыми гранитами и образуются в результате активного воздействия последних на известковистые сланцы харальской свиты протерозоя. Для этих пород получены наиболее древние значения абсолютного возраста: 278 млн. лет для биотита из сиенито-диоритов Дугдинского массива и 272 млн. лет по калиевому полевоому шпату из граносиенитов Кадыросского массива. Эти данные находятся в хорошем соответствии с результатами определения абсолютного возраста акцессорных минералов из пород Дугдинского массива уран-торий-свинцовым методом (290 млн. лет). Хорошая сходимость возрастных значений, определенных двумя независимыми методами на разном материале, указывает на достоверность получаемой оценки времени формирования этих интрузий и принадлежность их к цинскому тектоно-магматическому циклу. Пространственная же связь их с микроклиновыми гранитами, приуроченность к одним и тем же региональным разломам и устанавливаемый одинаковый возраст (290 млн. лет) указывают на синхронность образования щелочных пород первой фазы с интрузивами сютхольского комплекса.

Нефелиновые сиениты второй фазы располагаются в тектонических зонах, секущих разновозрастные интрузивные образования, в том числе и субщелочные сиенито-диориты, сиениты и граносиениты. Абсолютный возраст нефелиновых сиенитов второй фазы определяется в интервале 253—223 млн. лет. Судя по тому, что на гистограмме (см. рис. 22) четко выделяется пик с максимумом около 250 млн. лет, по-видимому, этот возраст и следует принимать при оценке времени формирования пород второй фазы.

Щелочные граниты и граносиениты третьей фазы образуют жилы, дайки и мелкие штоки в пределах массивов щелочноземельных сиенитов (Кадыросский массив) или нефелиновых сиенитов (Дугдинский массив). Абсолютный возраст по породам этой фазы колеблется от 238 до 212 млн. лет. Как видно по абсолютному возрасту, они близки времени формирования пород второй фазы.

Заканчивая на этом рассмотрение геохронологических материалов по интрузивным породам Тувы, необходимо отметить, что, как показали исследования последних лет, гидротермальная и магматическая деятельность в этом регионе продолжалась в мезозое и имела место в кайнозое.

Так, давно известно наличие на территории Тувы юных базальтов, производных кайнозойского эффузивного магматизма. В Чаданском районе к глубинным разломам приурочены дайки долеритов, прорывающие отложения средней юры. В. И. Теодоровичем (1963) в низовьях р. Иш-тихем описан надвиг палеозойских пород на отложения средней юры. Вдоль надвига отмечена мощная зона брекчий палеозойских осадочных пород и габброндов торгалыкского комплекса. Обломки пород гидро-

термально изменены и сцементированы гематит-карбонатным материалом с примесью магнетита и пирита. Поскольку рудная минерализация по прожилкам проникает в подстилающие угленосные отложения, то послесреднеюрский возраст ее устанавливается достаточно уверенно. По данным В. А. Кузнецова (1958), преимущественно мезозойский возраст имеет ртутное оруденение Тувы. В. Е. Кудрявцев (1961) на основании петрохимического и геохимического сходства с мезозойскими интрузиями Джидинского района и результатов определения абсолютного возраста (150—180 млн. лет) высказал предположение о мезозойском возрасте некоторых щелочных и субщелочных интрузий Юго-Восточной Тувы. А. И. Тугариновым, А. С. Павленко и другими (Зыков и др., 1961) отмечено, что возраст наложенной на щелочные интрузии флюорит-гематит-редкоземельной минерализации колеблется в пределах 165—55 млн. лет. В последнее время интересные данные опубликованы Н. И. Полевой (Шугуров и др., 1966) по результатам определения абсолютного возраста гидротермальноизмененных пород из рудного поля Карасукского месторождения (см. табл. 51). Видно, что процесс интенсивного рудного изменения гранитоидов района месторождения протекал в юрском или меловом времени (151—114 млн. лет), а время образования руд карасукского типа оценивается около 70 млн. лет, что соответствует границе кайнозоя и мезозоя.

Таким образом, геохронологические исследования в Туве показали следующее:

1. В подвижных областях, подобных Туве, переживших длительную и сложную историю развития, калий-аргоновым методом, особенно по слюдам, в общем случае не удастся получить необходимой информации для решения стратиграфических проблем докембрия. К решению этих проблем должны быть привлечены уран-торий-свинцовый и рубидий-стронциевый методы.

2. Анализ радиологических данных по предположительно докембрийским гранитоидам Юго-Восточной Тувы дополнительно подтверждает вероятность их докембрийского возраста. Предварительно возраст интрузий саянского комплекса может быть оценен цифрой около 1000 млн. лет, что позволяет связывать их формирование с гренвилльской эпохой складчатости. Окончательное решение этого вопроса требует дополнительных исследований с привлечением других радиологических методов.

3. Имеющиеся радиологические данные позволяют уточнить время формирования основных выделяемых в Туве палеозойских интрузивных комплексов. Установлено, что интрузии таннуольского интрузивного комплекса имеют возраст около 500 млн. лет, шапшальского (чингекатского) — около 410—420 млн. лет. Интрузии бреньского и ховак-синского комплексов, по-видимому, одновозрастны. Они формировались около 360—380 млн. лет тому назад.

4. Радиологическими данными устанавливается, что интрузии бреньского и сютхольского комплексов разновозрастны. Первые формировались на границе нижнего и среднего девона (380—360 млн. лет) и являются производными позднекаледонского тектоно-магматического цикла. Становление вторых проходило на границе карбона и перми (290 млн. лет), что позволяет относить их к производным герцинского тектоно-магматического цикла и параллелизовать их с интрузиями юстыдского комплекса юго-восточной части Горного Алтая и калбинского комплекса Рудного Алтая.

5. Время формирования интрузий торгалыкского комплекса оценивается в 360 млн. лет, т. е. протекало в конце девона — начале карбона.

6. Геохронологическими исследованиями устанавливается сложная многоэтапная история формирования щелочных пород Тувы. Согласно этим данным, среди последних имеются разновозрастные образования — позднекаледонские и герцинские. В связи с этим объединение всех щелочных пород Тувы в единый сангиленский интрузивный комплекс сейчас нельзя считать правомочным.

Наиболее древними являются геденбергитовые нефелиновые сиениты Сангиленского синклиория, формировавшиеся в силуре или на границе силура и нижнего девона (420—400 млн. лет). Они близки по возрасту к гранитоидам чингекатского интрузивного комплекса. Позже их (380 млн. лет) формировались амфиболовые нефелиновые сиениты собственно сангиленского комплекса. Эти интрузии пространственно и во времени связаны с гранитами бреньского комплекса.

В герцинское время щелочной магматизм Тувы проявлялся также в два этапа. Становление интрузий раннего этапа (восточно-тувинский комплекс по Р. М. Яшиной и И. В. Борисевичу, 1966) проходило на границе карбона и перми (290 млн. лет), и они синхронны с внедрением микроклиновых гранитов сютхольского комплекса. Щелочные интрузии более позднего этапа (караадырский комплекс по Т. Н. Ивановой, 1959) формировались на границе перми и триаса или даже в триасе (240 млн. лет).

7. Радиологическими данными подтверждено представление о наличии в истории Тувы мезозойского этапа гидротермальной минерализации (151—114 и 70 млн. лет назад).

8. На примере Тувы наиболее ярко устанавливается связь этапов омоложения с энергетическими процессами, синхронными наиболее интенсивным импульсам тектоно-магматической деятельности. Так, возрастные значения 550—450 млн. лет, получаемые при определении возраста докембрийских пород восточной части Тувы, отражают процессы метаморфизма этих пород, синхронные с формированием главным образом тануолюского и, вероятно, чингекатского интрузивных комплексов. Возрастные же значения около 290, 250—200, 175—100 и 70—50 млн. лет характеризуют этапы омоложения, связанные с активизацией тектоно-магматической гидротермальной деятельности в областях, тяготеющих к региональным разломам в позднегерцинское, ранне- и поздне-мезозойское время.



## ГЛАВА VI

### ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЗАПАДНОМ САЯНЕ

В Западном Саяне по сравнению с другими регионами определения абсолютного возраста проведены в весьма ограниченных масштабах. Для метаморфических, метаморфизованных и эффузивных пород имеется сравнительно небольшое количество цифр, полученных калий-

аргоновым методом. Несколько лучше охарактеризованы интрузивные образования, но если учесть, что почти половина имеющихся определений возраста гранитоидов относится к Прителецкому району, который располагается на границе с Горным Алтаем и тяготеет к Кузнецко-Алтайскому глубинному разлому, то на долю собственно западно-саянских пород остаются лишь единичные определения. К тому же надо иметь в виду, что для Прителецкого района полученные калий-аргоновым методом значения возраста в основном омоложены.

К докембрийским образованиям в Западном Саяне относятся джебашская и сютхольская толщи зеленых сланцев, слагающие ядра Джебашского и Куртушибинского антиклинориев, окружающих с севера и юга Западно-Саянский синклиниорий.

В литологическом отношении джебашская толща весьма однообразна. Она сложена зеленоцветными метаморфическими сланцами преимущественно кварц-альбит-карбонат-хлорит-серицитового состава. В подчиненных количествах присутствуют актинолитовые, актинолит-тремолитовые и тальковые сланцы, амфиболиты, биотитовые гнейсы, мраморы, кварциты, железистые кварциты и пьмонтитовые сланцы. Среди джебашских существенно актинолитовых и серицитовых сланцев установлены многочисленные дайки метаморфизованных габбро и диабазов, часто превращенных в амфиболиты.

Породы толщи по степени метаморфизма резко отличаются от окружающих ее с севера и юга осадочных и эффузивно-осадочных нижнепалеозойских образований. С джебашской толщей параллелизуются породы, слагающие Телецкий выступ метаморфических пород.

Вопрос о возрасте джебашской толщи до последнего времени однозначно не решен. Одни исследователи (Баженов, 1934, и др.) относили ее к ордовикским, другие (В. А. Евстрахин, С. А. Салун) — к условно средне-верхнекембрийским образованиям. В. В. Богацкий (1966) считает джебашскую толщу гетерогенным метаморфическим комплексом, в сложении которого участвуют разновозрастные породы от докембрийских (донижнемонокских) до ордовикских (шигнетских) включительно. По возрасту метаморфизма В. В. Богацкий джебашский комплекс относит к послеродовикским или даже к послесилурийским образованиям.

Большинство исследователей (Сивов, 1944, 1948; Кудрявцев, Херасков, 1963; Казаков, 1967; и др.) джебашскую толщу считает докембрийской. Основанием для этого являются следующие данные. Породы джебашской толщи залегают в ядре Джебашского антиклинория, крылья которого сложены отложениями чингинской свиты, содержащими местами остатки нижнекембрийских археоциат. Породы, относимые к джебашской толще, характеризуются более высокой степенью метаморфизма (в фации зеленых сланцев), чем породы чингинской свиты, метаморфизованные в фации филлитов (начальной стадии). В конгломератах верхнемонокской свиты кембрия присутствуют гальки мусковит-хлорит-альбит-кварцевых сланцев и мусковитовых кварцитов, весьма сходных с породами джебашской толщи. Породы джебашской толщи прорваны кембрийскими интрузиями габброидов и гипербазитов.

По породам джебашской толщи выполнена серия определений абсолютного возраста калий-аргоновым методом (табл. 52). Как видно, получен большой разброс цифр — от 933 до 329 млн. лет. Подавляющее большинство цифр имеют значения, отвечающие палеозойскому времени. Важным является то обстоятельство, что относительно моло-



**Результаты определения возраста метаморфических и эффузивных пород  
Западного Саяна калий-аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Верховья р. Бесь (левый берег р. Амыл), хлорито-серпичитовый сланец из метаморфической зоны (ордовик — нижний силур?)	417	ВСЕГЕН
Р. Шушь, правый приток р. Абакан, андезит нижнего кембрия	425	ИГиГ СО АН СССР
Руч. Сос (правый приток Абакана), кварцевый кератофир	466	То же
Анзасское железорудное м-ние, разведочная линия 21, серпичито-хлоритовый сланец чингинской свиты нижнего кембрия	544	УФАН СССР
Верховья р. Чехан (левый приток р. Джебаш), хлорито-серпичитовый сланец из джебашской толщи протерозойского возраста	933	ВСЕГЕН, 1961
Р. Устю-Ишкина (ниже устья р. Устю-Кадынак), серпичитовый сланец сютхольской толщи (протерозой)	1115	„
Восточный берег Телецкого озера, нижнее течение р. Кокша, серый биотитовый гранито-гнейс, по биотиту	608	ИГиГ СО АН СССР
Джебашская свита (Pt <sub>2</sub> — Sn), кварц-хлорит-серпичитовый сланец, фракция, обогащенная серпичитом	362	СНИИГГИМС
Кондорская серия, верхняя толща (Pt), гнейс	671	„
Среднее течение р. Ургень, кварц-альбитит-хлорит-мусковитовые сланцы джебашской толщи	583	И. Н. Казаков (1967)
То же, бассейн р. Чехан	471, 557	То же
То же, бассейн р. Джебаш	517, 557, 466, 384	„
То же, устье р. Изын-Жуль	471	„
То же, р. Енисей в 1,5 км выше устья р. Пойлова	469	„
То же, р. Енисей в 1,5 км ниже р. Таловка	329	„
То же, верховья р. Джебаш	368	„
То же, р. Амыл	517	„
То же, верховья р. Амыл	417	„

дые значения возраста распадаются на ряд групп, отвечающих нижнему кембрию (583—587 млн. лет), верхнему кембрию (517 млн. лет), ордовику (471—466 млн. лет), силуру (417 млн. лет) и девону (384—362 млн. лет). И. Н. Казаков (1967) связывает это с разновозрастными этапами омоложения, обусловленными процессами разных эпох тектонической активности. Судя по тому, что анализировались породы в общем одинакового состава, но из разных частей толщи, это предположение представляется достаточно убедительным. Однако не исключено, что в какой-то части подтверждается и предположение В. В. Богацкого о гетерогенности джебашской толщи.

В этой связи интересным является то, что по серпичито-хлоритовому сланцу чингинской свиты получено значение возраста 544 млн. лет, подтверждающее принадлежность этих сланцев к нижнепалеозойским образованиям. В то же время для нижнекембрийских пород из района р. Шушь и руч. Сос полученные цифры 425 и 466 млн. лет не отвечают действительному возрасту пород и, вероятно, характеризуют время наложенных процессов, обусловивших интенсивную альбитизацию этих пород.

Принципиально важны для оценки вероятности присутствия в Западном Саяне метаморфических толщ докембрийского возраста цифры

933 млн. лет (хлорито-серицитовый сланец джебашской толщи), 1115 млн. лет (серицитовый сланец сютхольской толщи) и 671 млн. лет (гнейс верхней части кондорской серии). Этими данными, во-первых, подтверждается разновозрастность джебашской и сютхольской толщ, а во-вторых, — несомненная принадлежность их к протерозою. Поскольку по этим данным возраст метаморфизма определяется около 1000 млн. лет, накопление первичного осадочного их материала протекало в еще более раннее время.

По биотитовому гранито-гнейсу из района Телецкого озера определен возраст биотита в 608 млн. лет, что также находится в согласии с существующими представлениями о докембрийском возрасте развитых там метаморфических пород, хотя эта цифра и не определяет стратиграфического их возраста.

Определения абсолютного возраста интрузивных пород (табл. 53) подтверждают существующее представление о большой общности палеозойской истории гранитоидного магматизма в Западном Саяне и Туве. На гистограмме возрастных значений для интрузивных пород Западного Саяна (рис. 27) выявляются четыре максимума: 480—500, 420, 370 и 290—310 млн. лет, близко соответствующие максимумам на гистограмме возраста интрузивных пород Тувы (см. рис. 23).

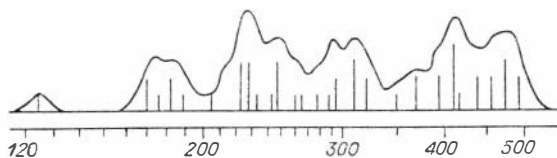


Рис. 27. Гистограмма возраста интрузивных пород Западного Саяна.

Кроме того, на гистограмме (см. рис. 27) четко выражены еще два максимума около 230 и 180 млн. лет, отвечающих триасовому и юрскому времени. Все объединяемые этими пиками возрастные значения относятся к породам Прителец-

кого района (табл. 53) или областям, тяготеющим к глубинным разломам, и характеризуют мезозойский этап омоложения.

Древнейшим является актовракий комплекс ультраосновных пород, возрастное положение которого определяется тем, что массивы ультраосновных пород прорывают нижнекембрийские толщи чингинской ( $Сп_1$ ), нижнемонокской ( $Сп_1^1$ ) и верхнемонокской ( $Сп_1^2$ ) свит. Они не встречаются среди более молодых отложений, а галька пород этого комплекса наблюдается в конгломератах аласугской ( $Сп_3$ ) и арбатской ( $Сп_2$ ) свит.

Породы основного состава (габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты, диориты), развитые в Западном Саяне в пространственной связи с гипербазитами, по-видимому, разновозрастны. Местами они связаны с ультраосновными породами постепенными переходами. В большинстве же случаев они являются, несомненно, более молодыми. Ряд исследователей (В. А. Евстрахин, С. И. Макаров, А. Д. Шелковников) указывают на активный характер контактов основных пород с ультраосновными. Возраст основных пород в этом случае определяется в интервале кембрий — ордовик на том основании, что они секут породы уйской серии нижнего кембрия и являются более древними, чем кинтерпская свита нижнего силура, поскольку конгломераты последней на южных склонах Куртушибинского хребта содержат обломки основных и ультраосновных пород.

Радиологических данных о возрасте собственно актоврацкого комплекса ультраосновных пород Западного Саяна нет. Геохронологическими исследованиями практически не затронуты и нижнепалеозойские основные породы. Несколько определений возраста выполнено для по-

**Результаты определения возраста интрузивных пород  
Западного Саяна калий-аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Хр. Борус, рч. Кашкарек, мусковит из альбит-мусковитовой оторочки альбититов . . . . .	8,00	0,0300	474	ИГиГ СО АН СССР
Гранодиорит из обнажений в выемках тракта Абакан—Кызыл . . . . .	4,0	0,0149 0,0159	250 266	То же
Абаканский массив, гранит средневерхнепалеозойского возраста	3,70	—	288	„
Устье р. Джой, Джойский массив, аплитовидный гранит среднепалеозойского возраста . . . . .	—	—	312	УФ АН СССР
Джойский массив, биотит из гранита (интрузия прорывает джебашскую протерозойскую толщу)	—	—	325	ВСЕГЕИ
Там же, аноктоклаз из гранита . . . . .	—	—	350	„
Буйбинский массив, аноктоклаз из гранита . . . . .	—	—	314	„
Там же, биотит из гранита . . . . .	—	—	440	„
Там же, гранит . . . . .	2,42	0,0384	584	ИГиГ СО АН СССР
» . . . . .	2,42	0,0353	546	То же
Р. Буйба, в 1 км от контакта гранитов Буйбинского массива, биотит из крупнозернистого гранита . . . . .	6,60	0,0376	578	„
Там же, в 150 м от контакта, биотит из гранита . . . . .	6,30	0,0313	493	„
Большепорожский массив, тоналит прорывает ордовикские осадочные отложения . . . . .	6,10	0,0277	442	„
Водораздел рек Б. Она — Сабалклас, центральная часть крупного Онинского массива, прорывающего шингнетскую свиту, включающую фаунистически охарактеризованные отложения нижнего силура, биотит из диорита . . . . .	3,25	0,0256 0,0255	410 409	„
Анзасская габбро-альбититовая интрузия, флогопит из измененного околорудного габбро . . . . .	4,66	0,0257	413	ВСЕГЕИ
То же . . . . .	6,95	0,0310	486	ИГиГ СО АН СССР
То же . . . . .	6,62	0,0261	425	Лаборатория геологии докембрия
Шаманский массив, биотит из тоналита . . . . .	5,70	0,0317	498	ИГиГ СО АН СССР
То же . . . . .	6,23	0,0303	479	То же
То же . . . . .	6,23	0,0278	444	„
Р. М. Абакан, биотит из двуслюдяного гранита (рассматривается как продукт гранитизации габброндов Шаманского массива) . . . . .	6,06	0,0218	356	„
Шаманский массив, биотит из гранодиорита . . . . .	7,10	0,0255	410	„
Там же, биотит из габбро-порита . . . . .	6,48	0,0315	495	„
Хр. Борус, р. Кантегир, биотит-флоговообманковый тоналит . . . . .	2,50	0,0254 0,0235	395 381	„
Чульчинский массив, полевой шпат из аплитовой жилы . . . . .	3,1	0,0190	315	„

Место взятия и характеристика пробы	Содержание калия, %	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Абаканский хребет, верховья р. Чульча, биотит из биотитового сланца	4,95	0,0302	473	ИГиГ СО АН СССР
Чульчинский массив, мусковит из пегматита	6,90	0,0120	205	"
"	6,90	0,0130	220	"
"	8,20	0,0131	222	"
Р. Чульча, мусковит из мусковитового сланца	7,00	0,0135	228	"
Роговообманковый концентрат из гранита Чебдарского массива	2,1	0,0224	365	"
Биотит с кварцем из гранита Чебдарского массива	2,3	0,0206	330	"
Роговообманковый концентрат из гранита Чебдарского массива	2,3	0,0241	390	"
Р. Чулышман, биотит из биотитового гранита	5,65	0,0287	456	"
Левый берег р. Чулышман, гранитный массив у дер. Коо (вниз по течению реки), биотит из гранита	4,3	0,0148	248	"
Таштаузекский массив, биотит из кварцевой жилы, секущей порфировидный гранит	6,4	0,0167	278	"
Там же, сев. часть массива, биотитовый гранит	3,70	0,0147	247	"
То же	4,00	0,0144	243	"
"	—	—	230	ВСЕГЕИ
Там же, юж. часть массива, вершина левого истока р. Бар-Бургазы, биотитовый порфировидный гранит по биотиту	4,55	0,0177	295	ИГиГ СО АН СССР
Богояшский массив, катаклазированный биотитовый гранит	3,60	0,0259	413	"
Токпакский массив, мелкозернистый биотитовый гранит (позднеордовикский)	—	—	454	ВСЕГЕИ
Абаканское м-ние, Шпатовый карьер, кварцевый порфир, прорывающий рудный горизонт	1,50	0,0230	374	ИГиГ СО АН СССР
Абаканское м-ние, лабрадоритовый порфирит	1,90	0,0187	309	"
Массив Шешпир-Тайга, гранит, прорывающий отложения верхнего силура	3,42	0,0179	296	"
Такмагашский массив, гранит	3,35	0,0177	285	"
Когдарский массив, мусковит из пегматита	8,57	0,0424	639	"
Там же, биотитовый гнейсо-гранит	1,29	0,0409	621	"
Там же, гранито-гнейс	1,79	—	252	СНИИГГИМС
Там же, пегматит	0,7	—	188	"
Прителецкий р-он, г. Тоголок, мусковит из гнейсовидного гранита	6,27	—	192	"
Там же, устье рч. Б. Чили, Алтынтаусский массив, мусковит из гранита	0,7	—	186	"
Там же, между мысом Кырсай и рч. Б. Чили, Алтынтаусский массив, мусковит из гранита	6,27	0,0109	189	ИГиГ СО АН СССР
Там же, между мысом Кырсай и рч. Б. Чили, Алтынтаусский массив, мусковит из гранита	7,10	0,0099	170	"
Там же, между мысом Кырсай и рч. Б. Чили, Алтынтаусский массив, мусковит из гранита	6,80	0,0103	177	"
Там же, между мысом Кырсай и рч. Б. Чили, Алтынтаусский массив, мусковит с примесью гидробиотита из двуслюдяного гранита	5,50	0,0072	125	"

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Там же, полевой шпат из пегматита, секущего гнейсы метаморфической толщи	10,80	0,0112	186	ИГиГ СО АН СССР
Там же, долина р. Кокши, полевой шпат из пегматита	7,60	0,0099	170	„
Там же, р. Кыга, биотит в сростках с кварцем из биотит-кордиеритового сланца	2,30	0,0106	182	„
Там же, долина р. Кокша, мусковит из пегматита	8,30	0,0155	260	„
Там же, г. Тоголок, мусковит с гидробиотитом из порфировидных гранитов	6,40	0,0175	291	„
Там же, р. Кыга, биотит из гранито-гнейса	7,30	0,0131	222	„
Нижнее течение р. Б. Она, биотит из среднезернистого гранита	6,06	0,0304	480	„
Верховья р. Б. Она, Большеоннинский массив, биотит из гранита	6,87	0,0252	406	„
Левобережье р. Она, массив высоты 1479,8; биотит из среднезернистого гранита	6,93	0,0272	435	„
То же	6,90	0,0257	414	„
Лысогорский массив, биотит из габбро-диорита	6,20	0,0227	369	„
Там же, биотит из габбро	5,85	0,0178	294	„

род Шаманского массива по образцам из коллекции И. М. Волохова и В. И. Иванова. По биотиту из тоналита этого массива получены возрастные значения 444 и 479 млн. лет, а по флогопиту из околорудного габбро Анзасского рудного поля — 490 млн. лет. Эти возрастные значения свидетельствуют в пользу нижнепалеозойского (каледонского) возраста Шаманского массива. В то же время биотит из гранодиорита Шаманского массива показал возраст 410 млн. лет, а биотит из двуслюдяного гранита по р. М. Абакан, который И. М. Волоховым рассматривается как продукт гранитизации габброндов Шаманского массива, даже 356 млн. лет. Учитывая эти данные, можно сделать вывод, что Шаманский массив, располагающийся в области регионально-разлома, подвергался интенсивным воздействиям процессов метаморфизма в таконское и более позднее время.

В нижнепалеозойское время формировались и массивы майнского интрузивного комплекса. Майнский, Табатский и другие мелкие массивы, расположенные вдоль северных склонов Западного Саяна, приурочены к ядрам антиклинальных складок пород нижнего кембрия. Большинство массивов — многофазные образования. Массивы плагиогранитов этого комплекса прорывают нижнемонокскую ( $St_1^1$ ) и верхнемонокскую ( $St_1^2$ ) свиты, а галька пород майнского комплекса в изобилии встречается в конгломератах арбатской свиты среднего кембрия (Орлов, 1961). Данные о наличии гальки пород майнского комплекса в конгломератах верхней части разреза верхнемонокской свиты нуждаются в уточнении. Таким образом, возраст майнского интрузивного комплекса устанавливается довольно определенно — это самые верхи

нижнего кембрия — низы среднего кембрия. К сожалению, радиологические данные, непосредственно относящиеся к интрузиям маньского комплекса, отсутствуют.

С чингекатским комплексом Тувы синхронен большепорожский комплекс, развитый в центральной части Западного Саяна (массивы Онинский, Большого порога, среднего течения р. Голая, Казыр-Сукский и др.). Для ряда массивов характерно двух- или трехфазное строение. Первая фаза обычно представлена габбро-диоритами и диоритами, вторая — адамеллитами, третья — плагиогранитами и гранитами. В Онинском массиве диориты, гранодиориты и адамеллиты связаны между собой постепенными переходами и представляют единую серию пород.

Нижняя возрастная граница комплекса определяется тем, что его интрузии прорывают шигнетскую толщу, содержащую фауну ордовика и низов силура, а галька гранитоидов находится в конгломератах шиштыкской свиты, в которой определена фауна венлока (Иванова, Орлов, 1958). Таким образом, устанавливается вполне уверенно таконский возраст большепорожского комплекса. Этот возраст хорошо подтверждается и радиологическими данными. Так, по биотиту из диорита центральной части крупного Онинского массива (водораздел рек Она — Сабалклас) получен возраст 413 млн. лет, а по тоналиту Большепорожского массива — 409 и 410 млн. лет.

С сютохольским (бреньским) комплексом Тувы обычно сопоставляется джойский интрузивный комплекс, пользующийся в Западном Саяне широким развитием. По составу пород и особенностям внутреннего строения массивы джойского комплекса делятся на три группы. Первую составляют массивы, сложенные порфиroidными, часто крупнозернистыми биотитовыми гранитами (Джойский, Шешпир-Тайгинский, Сабинский и др.). Массивы второй группы (Чоор-Ганыгский, Узун-Сукский, Курумьский, Копенский и др.) имеют сложное строение: центральные части их образованы гранитами, к контактам основность пород повышается. Массивы третьей группы (Буйбинский, Тункульский, Когдарский, Березового Таскыла и др.) — также сложные, многофазные интрузии.

Интрузии джойского комплекса прорывают различные по составу и возрасту толщи от протерозойской джебашской серии до нижне-среднедевонской кызылбулакской серии (Орлов, 1961), а галька пород джойского комплекса находится в конгломератах среднедевонских отложений. Таким образом, возраст джойского комплекса, как и бреньского в Туве, геологически не может быть древнее нижнего и моложе среднего девона. Для собственно Джойского массива имеется три определения возраста — 350, 325 и 312 млн. лет. По граниту массива Шешпир-Тайга, секущего отложения верхнего силура, нами получены значения возраста 285 и 296 млн. лет (см. табл. 53). Как видно, все эти значения не отвечают геологическому положению массивов джойского комплекса. Однако, учитывая разброс возрастных значений и то, что даже наиболее древняя цифра (350 млн. лет), полученная по аноклазу, вероятно, является немного омоложенной хотя бы только за счет диффузии аргона через кристаллическую решетку, мы считаем, что интрузии первой группы джойского комплекса формировались в возрастном интервале 360—380 млн. лет.

Сложнее, по-видимому, обстоит дело с интерпретацией геохронологических данных по массивам третьей группы джойского комплекса — сложным многофазным образованиям, залегающим преимущественно среди докембрийских пород. Это видно на примере характерно-

го для этой группы Буйбинского массива. Цифры, полученные для его пород, показали огромный разброс значений возраста от 584 до 314 млн. лет. Какого-либо однозначного объяснения этому в настоящее время дать нельзя. Дело в том, что хотя подавляющее большинство исследователей считают Буйбинский массив принадлежащим джойскому комплексу и определяют его возраст как девонский, однако это пока еще установлено нетвердо. Буйбинский массив в основном залегает среди протерозойских образований и только в южной части (согласно рисовке на геологической карте) вдоль крутого правого берега р. Ус контактирует с отложениями девона. Активный контакт гранитоидов с эффузивами девона наблюдался только на правом берегу реки. Но характер пород здесь совсем иной, и принадлежат ли они той же интрузии, что и собственно Буйбинский массив, еще не доказано. Во всяком случае, при маршруте по берегам р. Ус, вверх до устья р. Буйба, нами не наблюдалось непосредственного перехода гранитов Буйбинского массива на левый берег р. Ус. Таким образом, имеющиеся материалы не позволяют утверждать, что нижней возрастной границей формирования Буйбинского массива является нижний девон. К тому же сложный характер Буйбинского массива, наличие гнейсовидных разностей не исключают вероятности того, что в его строении принимают участие разновозрастные образования. Наконец, нельзя исключать и возможности некоторого удревнения пород, располагающихся среди древних образований, особенно в их контактовой области. Таким образом, вопрос о возрасте Буйбинского массива требует дополнительных геологических исследований.

---

## ГЛАВА VII

### **ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В КУЗНЕЦКОМ АЛАТАУ И ГОРНОЙ ШОРИИ**

Геохронологическая изученность Кузнецкого Алатау и прилегающей к нему на юге Горной Шории весьма невелика (рис. 28). Многие комплексы и даже целые районы вообще не охарактеризованы радиологическими данными. Определения абсолютного возраста осуществлялись только калий-аргоновым методом. Этих определений немного, и тем не менее анализ имеющихся радиологических данных позволяет подойти к оценке возраста важнейших комплексов и тем самым получить более надежные представления об основных этапах исторического развития этого региона.

Кузнецкий Алатау вместе с его южным продолжением — Горной Шорией — является древнейшим складчатым сооружением Алтае-Саянской области. Геосинклинальный этап развития там завершился еще в период салаирского тектогенеза. С этого времени Кузнецкий Алатау существует как полуплатформенная структура с типичным глыбово-складчатым строением.





В нижнем структурном этаже Кузнецкого Алатау залегают архейские, протерозойские, нижне- и среднекембрийские образования. Верхнекембрийские и ордовикские отложения развиты незначительно. Верхний структурный этаж сложен в основном девонскими отложениями. Данные по истории региона в верхнепалеозойское и мезозойское время весьма скудны.

Древнейшие образования вскрываются в осевой части Кузнецкого Алатау, в пределах так называемого Томского кристаллического массива. В строении последнего принимают участие разнообразные гнейсы и кристаллические сланцы, прорванные обильными, иногда крупными телами гранитоидных интрузий.

Вопрос о возрасте пород нижней части разреза Кузнецкого Алатау обсуждался в работах К. В. Радугина (1937, 1939), В. А. Кузнецова (1940), В. К. Монича (1941), А. Л. Додина (1948) и многих других исследователей, и тем не менее стратиграфическое их положение продолжает оставаться дискуссионным. Некоторые исследователи относят их довольно настойчиво, но без достаточных объективных данных, к архею. Г. А. Иванкин и Ю. А. Кузнецов (1961) высказывали предположение о протерозойском возрасте пород, слагающих Томский массив, и связывали формирование всех глубокометаморфизованных первично-осадочных и вулканогенных образований и интрузий с развитием нижнепротерозойской геосинклинали. А. Л. Додин (1958) и А. Г. Поспелов (1963) считают, что в строении Томского массива участвуют как верхнеархейские, так и протерозойские образования. При этом А. Л. Додин (1956) высказал предположение, что формирование собственно Томского гранитного плутона происходило в период крупного тектоно-магматического цикла на границе докембрия и кембрия. В. В. Хоментовский (1960) и другие исследователи метаморфические толщи Кузнецкого Алатау в целом и Томского массива в частности, считают метаморфизованными аналогами кембрийских отложений в зонах инъекционного и дислокационного метаморфизма.

В последнее время работниками Томь-Усинской экспедиции Западно-Сибирского геологического управления выдвигается представление о средне-верхнекембрийском возрасте Томского интрузивного комплекса (Лавренов, 1965), а Б. М. Тюлюпо (1964<sub>2</sub>) говорит даже о верхнекембрийском — ордовикском возрасте. Таким образом, на современном этапе изученности геологические материалы позволяют толковать возраст Томского массива в широком диапазоне — от верхнего архея до нижнего палеозоя. В то же самое время весьма важным является то, что все исследователи сходятся во мнении об относительно древнем возрасте этих образований.

Первые определения абсолютного возраста пород Томского массива оказались весьма противоречивыми. Так, для гнейса из устья р. Коттас была получена цифра 978 млн. лет, что как будто подтверждает представление о докембрийском возрасте их. С другой стороны, для гранита Сливенской интрузии лабораторией ЗСГУ, нами и лабораторией ВСЕГЕИ были получены близкие, но чрезвычайно омоложенные цифры (144, 154, 272 млн. лет соответственно), что, конечно, не увязывалось ни с какими геологическими представлениями о возрасте этой интрузии. Такие противоречивые данные, естественно, требовали дальнейших геохронологических исследований. С этой целью нами были отобраны пробы по гнейсам, гранитам и пегматитам, вскрытым крупными дорожными выемками в берегах р. Томь, прорезающей массив в поперечном направлении (рис. 29). Петрографическими исследованиями установлено, что все породы представлены вполне сох-

Результаты полук количественного спектрального анализа биотитов из пород Томского

Место взятия пробы	Ca	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb
Пегматитовая жила	—	0,1	0,007	0,0005	1	0,011	0,007	0,0007	0,002	0,03	Сл.
» »	0,5	0,05	0,001	0,008	0,7	0,01	0,001	Сл.	0,002	0,0005	„
» »	0,03	0,01	0,001	—	0,5	0,01	—	—	—	—	—
То же, с амфиболом	3	0,03	0,001	0,002	1	0,01	0,007	Сл.	0,002	0,03	Сл.
Гнейс вблизи от прорывающего его гранита . . . . .	3	0,2	0,003	0,003	0,5	0,01	0,003	0,0001	0,003	Сл.	„
Гнейс . . . . .	—	0,1	0,001	0,001	1	0,003	0,0005	Сл.	0,001	0,001	„
» . . . . .	2	0,1	0,005	0,002	1	0,01	0,01	„	0,007	0,0001	„
» . . . . .	2	0,08	0,01	0,003	0,5	0,01	0,02	„	0,005	0,0005	—
Мелкозернистый гнейс . . . . .	—	0,3	0,0005	0,001	1	0,005	—	—	0,05	0,001	—
Крупнозернистый гнейс . . . . .	3	0,1	0,003	0,003	0,6	0,01	0,005	Сл.	0,002	0,02	Сл.
» » . . . . .	3	0,25	0,001	0,001	0,7	0,008	Сл.	0,0001	0,005	0,01	„
» » . . . . .	—	0,1	0,002	0,003	1	0,03	0,003	0,0001	0,01	0,001	0,0001
Гнездообразное выделение в гнейсе, биотит крупночешуйчатый . . . . .	5	0,1	0,0005	0,002	1	0,005	Сл.	0,0001	0,006	0,001	Сл.
То же, биотит мелкочешуйчатый . . . . .	3	0,2	0,001	0,003	1	0,007	—	0,001	0,003	0,001	—
Гнездо в меланократовой породе . . . . .	3	0,3	0,001	0,002	1	0,003	Сл.	Сл.	0,007	0,005	Сл.
Сланец . . . . .	2	0,04	0,001	0,004	1	0,01	0,03	0,001	0,003	0,0005	—

ранившимися образцами и в большинстве случаев не несут следов поверхностного выветривания. Спектральный анализ показал (табл. 54), что выделенные из пород биотит и мусковит характеризуются в общем одинаковым набором редких и рассеянных элементов. По данным рентгенографических исследований (табл. 55), биотиты гнейсов представлены либо чисто высокотемпературными полиморфными разновидностями IM (3T), либо промежуточными — Imd + IM (Smith, Joder, 1956). Сравнительно низким типом полиморфизма — Imd — обладают слюды из пегматитовых жил. При этом четкость дифрактометрической записи свидетельствует в пользу достаточно хорошей сохранности самих слюд. Таким образом, по своему состоянию отобранные слюды соответствовали всем требованиям, предъявленным к материалу при геохронологических исследованиях. Тем не менее определения возраста по всем шестнадцати пробам из разных пород показали низкие значения — от 409 до 179 млн. лет (табл. 56). Того же порядка цифры (от 500 до 170 млн. лет) были получены на другом материале (табл. 57). При этом обращает на себя внимание то, что если к пробе примешан амфибол, то получают более древние значения возраста (409, 379 млн. лет, см. табл. 56, 393 млн. лет, см. табл. 57).

Мы сделали попытку оценить возраст пород Томского массива методом сравнительной дисперсии двупреломления, разработанным про-

кристаллического массива, вскрытых в береговых обнажениях р. Томь

Zn	Sn	Ba	Be	Ga	Y	Yb	P	Z	Se	Ge	As	Za
0,001	0,0003	0,01	—	0,002	0,0001	Сл.	—	—	—	—	—	—
0,01	0,001	Сл.	0,0003	0,002	Сл.	„	—	0,05	0,001	—	—	0,005
—	0,001	0,01	0,0007	0,007	—	—	—	—	—	—	—	—
0,01	—	0,1	—	0,002	0,0001	Сл.	—	Сл.	0,0003	—	—	0,0003
0,01	—	0,02	0,0003	0,005	Сл.	„	0,2	0,02	0,0003	—	—	0,0003
0,005	—	0,02	—	0,003	0,003	0,0002	—	0,01	0,0005	—	0,01	—
0,01	—	0,03	—	0,004	0,0001	Сл.	—	0,02	0,0003	—	—	—
Сл.	—	0,03	—	0,001	Сл.	„	—	0,03	0,001	—	—	—
0,02	0,0003	0,03	—	0,003	0,001	„	—	0,1	—	—	—	0,005
0,01	—	0,02	0,0005	0,005	Сл.	—	0,3	0,001	—	—	—	—
0,05	0,0005	0,03	0,0007	0,003	0,001	0,0001	0,4	0,05	0,0003	—	0,01	—
—	—	0,1	—	0,003	0,0003	Сл.	—	—	0,0003	—	0,01	—
0,02	0,005	0,02	0,001	0,005	0,001	0,001	0,5	0,02	0,0003	—	—	—
0,05	0,001	0,03	0,0002	0,007	0,002	Сл.	0,3	0,01	—	—	—	—
0,02	Сл.	0,1	0,0005	0,005	0,003	„	0,3	0,02	0,0003	Сл.	—	0,001
—	—	0,01	—	0,003	—	—	0,1	—	—	—	—	—

фессором Е. А. Кузнецовым (1964), который любезно согласился не только дать консультацию, но и помочь нам в организации исследований в этом направлении. Нужно заметить, что метод сравнительной дисперсии двупреломления все еще вызывает возражения у ряда специалистов, поскольку пока не все наблюдаемые с его помощью явления можно объяснить физически. Однако положительные результаты, полученные как самим Е. А. Кузнецовым, так и многими его последователями, возможность возрастной оценки одновременно по ряду минералов и, наконец, простота метода все больше завоевывают его признательность среди исследователей. Правда, этот метод не может заменить радиологических, но он, бесспорно, удобен в ходе обычных петрографических исследований для быстрой оценки возраста, чего во многих случаях вполне достаточно, чтобы представить последовательность геологических процессов. Произведенная нами оценка возраста пород Томского массива этим методом по биотиту в петрографических шлифах (табл. 58) показала принадлежность их к докембрийским образованиям (минимальный возраст 690 млн. лет, максимальный — 1000 млн. лет). Максимальные значения возраста, полученные методом дисперсии двупреломления биотита, близки значениям возраста для

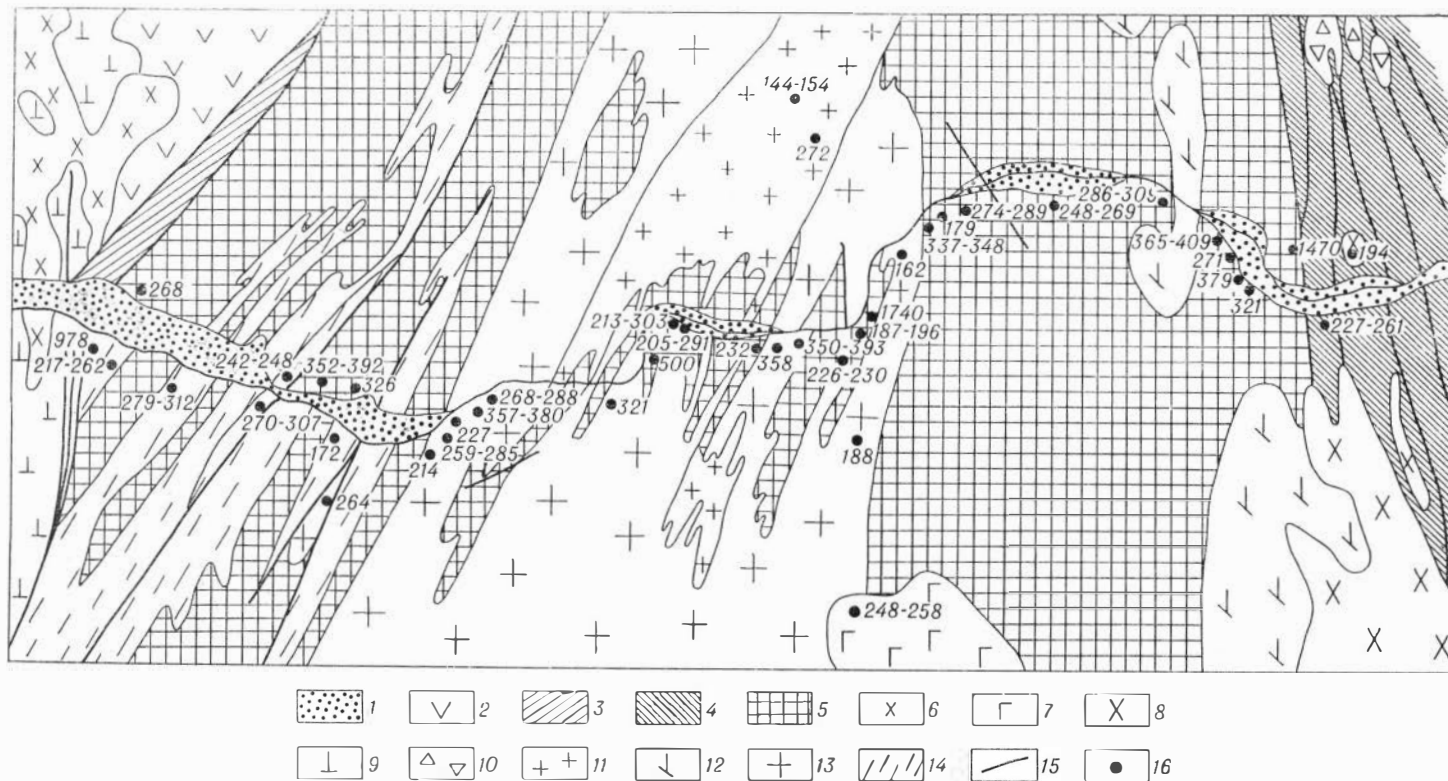


Рис. 29. Абсолютный возраст пород Томского кристаллического массива (Кузнецкий Алатау).

1 — современные аллювиальные отложения, 2 — спилитовые порфириты, лавобрекнии, туфобрекнии и туфы большекитатской свиты среднего кембрия, 3 — мраморы, доломиты, сланцы, песчаники енисейской свиты верхнего протерозоя, 4 — кварц-актинолитовые сланцы с прослоями и линзами мраморов, амфиболовые, биотитовые, слюдяные сланцы и кварциты метаморфического комплекса, 5 — лейкократовые гранито-гнейсы, биотито-роговообманково-плагиоклазовые гнейсы, парагнейсы и амфиболиты, 6 — аплитовидные граниты среднедевонского возраста, 7 — порфирировидные граниты нижнепалеозойского возраста, 8 — аляскитовые граниты нижнепалеозойского возраста, 9 — габбро-диориты нижнепалеозойского возраста, 10 — гипербазиты нижнепалеозойского возраста, 11 — гнейсовидные аплитовидные граниты докембрия, 12 — гнейсовидные диориты и габбро-диориты докембрия, 13 — гнейсовидные порфиробластические гранитоиды и гнейсо-граниты докембрия, 14 — гранито-гнейсы зон фельдшпатизации, 15 — разрывные нарушения, 16 — точки отбора проб.

Результаты рентгенографических исследований биотитов  
из пород Томского кристаллического массива

Порода, из которой отобран биотит	Абсолютный возраст, млн. лет	Полиморфная разность биотита
Сланец . . . . .	348	1M (3T)
Мелкозернистый гнейс . . . . .	213	1Md+1M
» . . . . .	392	1Md+1M
Крупнозернистый гнейс . . . . .	370	1Md
» . . . . .	358	1Md+1M
» . . . . .	271	1M (3T)
» . . . . .	321	1M (3T)
Гнездообразные выделения слюды в гнейсе . . . . .	352	1M (3T)
Гнейс вблизи от прорывающего его гранита . . . . .	303	1M (3T)
Оторочка пегматитовой жилы . . . . .	179	1M (3T)
Пегматит . . . . .	365	1Md
» . . . . .	409	1Md
» . . . . .	232	1Md

микроклина г. Канных (1050, 1100 млн. лет) и для котасского гнейса (978 млн. лет).

Нужно заметить, что сам факт получения оптическим методом на тех же самых слюдах значений возраста, более близких к действительным, нежели значений, определенных калий-аргоновым методом, пока не имеет объяснения. В самом деле, если дисперсия дупреломления зависит (как это представляется) от количественного содержания главных химических элементов, то результаты определения абсолютно-го возраста калий-аргоновым методом должны находиться в соответствии с данными оптического метода. В действительности же во многих случаях оптический метод не повторяет цифр калий-аргонового метода, в чем мы вполне убедились. Более того, Е. А. Кузнецов в устном сооб-

Таблица 56

Результаты определения возраста биотита из пород Томского кристаллического массива,  
вскрытых в береговых обнажениях р. Томь

Порода	Содержа- ние калия, %	Уд. содер- жание ра- диогенного аргона Н, $\text{мл}^3/\text{г}$	$\frac{\text{Ar}^{40}}{\text{K}^{40}}$	Возраст, млн. лет
Биотитовый сланец . . . . .	5,43	0,0788	0,0212	348
» . . . . .	4,05	0,0568	0,0205	337
Мелкозернистый гнейс . . . . .	6,43	0,0874	0,0125	213
» . . . . .	5,80	0,0970	0,0245	392
Крупнозернистый гнейс . . . . .	6,00	0,0931	0,0227	370
» . . . . .	5,83	0,0874	0,0219	358
» . . . . .	5,20	0,0576	0,0162	271
» . . . . .	6,00		0,0195	321
» . . . . .	2,00*	0,0318	0,0233	379
» . . . . .	5,15	0,0755	0,0215	352
» . . . . .	4,40	0,0594	0,0198	326
Гнейс, вблизи от прорывающего его гранита	6,05		0,0184	303
Пегматит . . . . .	5,85	0,0896	0,0224	365
» . . . . .	5,60	0,0524	0,0137	232
» (биотит с примесью амфибола)	4,70	0,0818	0,0254	409
Оторочка пегматитовой жилы . . . . .	5,10	0,0361	0,0104	179

\* Анализировался амфибол с примесью биотита.

## Результаты определения возраста пород томского комплекса

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Г. Кошчик, амфибол из ксенолита в серпентините . . . . .	1830	Лаборатория геологии докембрия
Р. Томь, устье рч. Н. Курля, амфиболит, по амфиболу	1740	То же
Ст. Борисовка, амфиболит, по амфиболу . . . . .	1470	То же
Г. Капных, гранит, по микроклину . . . . .	1050, 1100	Б. М. Тюлюпо (1964 <sub>1</sub> )
Устье р. Н. Коттас, гнейс . . . . .	978	ЗСГУ
Левый берег р. Ус, в 5 км ниже устья рч. Саквалас, биотит из гранита . . . . .	407	ИГиГ СО АН СССР
Сливенская интрузия, гранит . . . . .	154	То же
» » » . . . . .	144	ЗСГУ
» » » . . . . .	272	ВСЕГЕИ
Р. Томь, между устьями речек Б. и М. Коттас, биотит-роговообманковый гнейс, по биотиту . . . . .	262, 217	ЗСГУ
Там же, по биотит хлоритизирован . . . . .	248, 250, 248, 272	»
Там же, около станции Лужба, биотитовый плагиогранит, по биотиту . . . . .	286, 309	»
Р. Коттас, гранито-биотитовый гнейс, по биотиту . . . . .	452, 490	»
Там же, в 1,5 км выше устья рч. Борсук, биотит-амфиболовый гнейс, по хлоритизированному биотиту . . . . .	172	»
Там же, в 0,8 км выше устья рч. Борсук, микроклинизированный амфиболовый мигматит, по биотиту с хлоритом . . . . .	268	»
Там же, выше р. Теба, гранит . . . . .	227	»
Там же, биотит-амфиболовый гнейсо-гранит, по биотиту . . . . .	268, 288	»
Там же, 0,3 км ниже устья рч. В. Курля, биотит-амфиболовый мигматит, по биотиту . . . . .	285, 259 289, 274	»
Там же, устье кл. Рудного, Кызырский массив, биотит-амфиболовый кварцевый диорит, по биотиту . . . . .	367, 364	»
Там же, против устья рч. Хатанак, плагиогранит, по биотиту . . . . .	432, 452	»
Там же, у кл. Безымянного, пегматит, по мусковиту . . . . .	248, 269	»
Там же, устье рч. Н. Курля, пегматит, по полевому шпату . . . . .	187, 196	»
Там же, порфиробластовый гранит, по биотиту . . . . .	226, 290	»
Там же, в 14 км ниже устья рч. Курля, порфиробластовый гранит, по калневному полевому шпату . . . . .	162, 163	»
Р. Томь, около станции Борисовка, мелкозернистый гранит, по биотиту . . . . .	194	СНИИГГИМС
Там же, среднезернистый гнейсо-диорит тебинского комплекса . . . . .	261, 227	»
Левый берег р. Томь, биотито-амфиболовый гнейс, по хлоритизированному биотиту . . . . .	172, 172	ЗСГУ
Там же, биотитовый гнейс, по биотиту . . . . .	205, 291	»
Там же, гнейс . . . . .	260	»
Там же, пегматит, по биотиту . . . . .	350	»
Там же, пегматит, по биотиту с амфиболом . . . . .	393	»
Там же, амфибол-биотитовый гнейсо-гранит, по биотиту . . . . .	264	»
Там же, горнблендит . . . . .	270, 307	»
Там же, порфировидный биотитовый гранит . . . . .	258, 248	»
Коттасский массив, гнейс . . . . .	279	»
Там же, гнейс . . . . .	312	ВСЕГЕИ
Р. Теба, в 0,5 км от устья, биотит-амфиболовый гнейс, по биотиту . . . . .	213, 215	»
Верховья р. Теба, крупнозернистый биотитовый гранит, по биотиту . . . . .	197	»
Правый берег р. Теба, центральная часть Томского массива, мелкозернистый биотитовый гранит, по биотиту . . . . .	204	СНИИГГИМС

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет		Определения выполнены
	минимальный	максимальный	
Там же, крупнозернистый биотитовый гранит, по биотиту	239,263	321	СНИИГГИМС ЗСГУ
Томский массив, мусковит из гранита			
Водораздел рч. Н. Курля и кл. Каменистого, пегматит, по микроклину	187,188	500	„
Томский массив, пегматит			„
Катинский косогор, карбонатно-биотитовый сланец, по биотиту	262,252	213,220,	„
Р. Тонгул, биотит-амфиболовый сиенит	174		„
Там же, по микроклину	203,219	280	„
Там же, лампрофир, по биотиту			„
Р. Котлас, габбро, по биотиту	373		„
Назасский массив, биотит-амфиболовый кварцевый диорит, по биотиту	314,330	348	„
Там же, диорит			„
Там же, гнейсовидный диорит, по биотиту	334		СНИИГГИМС
Нижнее течение р. Казыр, Казырский массив, гнейсовидный диорит, по биотиту	248		
Правый борт р. Мрассу, Порожинский массив, крупнозернистый биотит-амфиболовый гранит, по хлоритизированному биотиту	215		„

щении подчеркнул, что даже имея заметно хлоритизированный биотит, т. е. биотит, в значительной мере потерявший калий и, вероятно, аргон, оптическим методом все же можно получить довольно близкие к действительным значения возраста. Следовательно, можно допустить, что дисперсия двупреломления несет информацию не только о химическом составе минерала, но и об определенных его структурных особенностях. Последние, надо полагать, являются более устойчивыми, чем соотношение калия и аргона, и сохраняются почти вплоть до полного разрушения кристаллической решетки минерала. Если это так, то во многих наблюдаемых случаях омоложения пород, вскрываемых нами в процессе геохронологических исследований калий-аргоновым мето-

Таблица 58

**Результаты определения возраста пород Томского кристаллического массива методом сравнительной дисперсии двупреломления**

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	
	минимальный	максимальный
Станция Лужба, гранит, по биотиту	640,620	1000,1000
Там же, гранит, по циркону	720,615	990,1000
Там же, гранит, по циркону	300	1780
Станция Сливень, гнейс, по биотиту	920	940
В 3 км от станции Сливень вниз по течению р. Томь, пегматит, по биотиту	630	1000
Там же, гранит, по биотиту	770	970
Там же, гранит, по биотиту	650	1000
Там же, гранит, по биотиту	715	980
Левый берег р. Томь, гранит, инъецирующий гнейсы, по биотиту		1160
Там же, по микроклину	370	—

дом, метаморфическое воздействие вызывало не коренное качественное изменение минерала, а лишь обуславливало нарушение радиогенного равновесия при сохранении основных параметров структуры минерала.

Для биотитового гранодиорита из района ст. Лужба в одном случае нами был определен оптическим методом более древний возраст циркона — 1780 млн. лет. Мы предполагаем, что эта цифра еще ближе действительному возрасту, чем цифры, полученные по слюдам, поскольку последние чувствительнее реагируют на воздействие метаморфизующих агентов. Это подтверждается опубликованными Ю. А. Шуколюковым (1965) цифрами возраста некоторых пород Томского массива, определенными калий-аргоновым методом по амфиболам. Как видно из этих данных (см. табл. 57), средний возраст амфибола равен 1700 млн. лет, при колебаниях от 1470 до 1830 млн. лет.

На присутствие докембрийских пород в составе Томского массива указывают также и результаты анализа изотопного состава рудного свинца, полученные в лаборатории Томского политехнического института. По двум пробам галенита, извлеченного из керна скважин, пробуренных в пределах массива, свинец обладает следующим изотопным составом:  $\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} = 17,70$ ;  $\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} = 15,50$ ;  $\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}} = 37,50$ ;  $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}} = 0,875$ .

Такой изотопный состав свидетельствует о каледонском возрасте формирования рудопроявлений. Но расчет возраста самого свинца ( $T_{\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}} = 800$  млн. лет,  $T_{\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}} = 1500$ ,  $T_{\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}} = 700$ ,  $T_{\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}} = 550$  млн. лет) показывает, что последний заимствован из докембрийских (протерозойских) образований.

Приведенные геохронологические данные по породам Томского массива убедительно подтверждают представления К. В. Радугина, В. К. Монича, В. А. Кузнецова, А. Л. Додина, Ю. А. Кузнецова, А. Г. Поспелова и других исследователей, обосновавших докембрийский возраст толщ, слагающих центральные части Кузнецкого Алатау, и указывают на принадлежность их к древнейшим образованиям, претерпевшим региональный метаморфизм не позднее конца нижнего протерозоя или даже верхнего архея.

В то же время геохронологические исследования позволили вскрыть сложную историю развития Томского кристаллического массива, в частности выявить наличие относительно молодых этапов метаморфизма, не устанавливаемых обычными геологическими методами.

Статистический анализ возрастных данных (рис. 30) показывает, что при определении абсолютного возраста калий-аргоновым методом по слюдам, полевым шпатам или породе в целом главная масса цифр укладывается в интервале 200—400 млн. лет, давая два четко выраженных пика в области около 360 и 270 млн. лет. Небольшие по величине пики также намечаются в районах 450, 220 и 170 млн. лет. Все эти данные, не отражая действительного возраста пород, характеризуют время наложения геологических процессов в каледонское, герцинское и раннемезозойское время. При этом, судя по величине и характеру пиков на гистограммах, наибольшее значение имел герцинский этап омоложения, а последующие были менее интенсивны. Не исключено, что значительному метаморфизму породы подверглись в раннекаледонское время, о чем свидетельствует наличие небольшого по величине пика около 450 млн. лет, однако информация о времени этих событий уничтожена наложенными процессами герцинского и мезозойского времени.



Тесная пространственная связь Томского кристаллического массива с Кузнецко-Алтайским глубинным разломом длительного развития позволяет предполагать, что выявленные этапы омоложения обусловлены активизацией тектонической, магматической и особенно гидротермальной деятельности в областях этого разлома в каледонское, герцинское и раннемезозойское время. Подтверждением вероятности такого предположения является наличие в непосредственной близости от Томского массива последевонских интрузивов, даек сиенит-аплитов также последевонского возраста и послеюрских диабазов в Кызынахской грабен-синклинали, а в Кузбассе — раннемезозойских базальтов. Возраст Кызырского массива, имеющего активный контакт с лавоконгломератами, содержащими девонские споры, определен в 248 млн. лет.

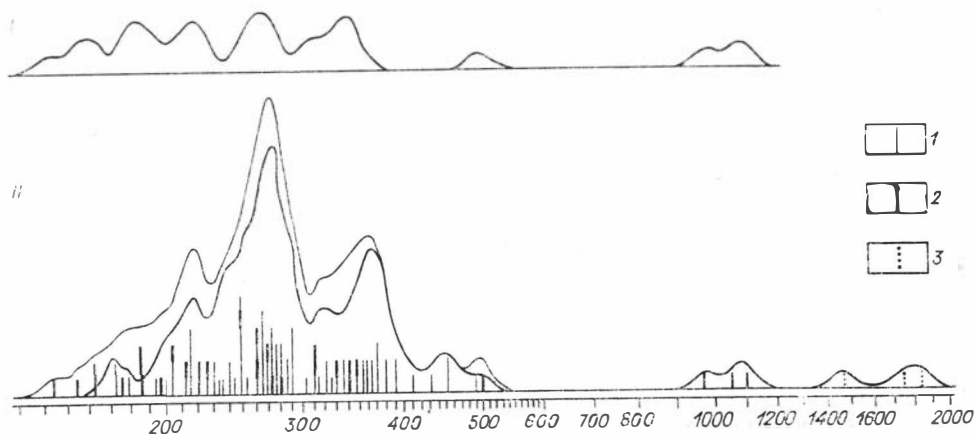


Рис. 30. Гистограмма возраста различных пород Томского кристаллического массива Кузнецкого Алатау: I — при учете значений возраста только по полевым шпатам или породе в целом, II — при учете всех имеющихся значений возраста (толстая линия), при учете значений возраста только по слюдам (толстая линия).

1 — значение возраста по слюде, 2 — значение возраста по полевому шпату или породе в целом, 3 — значение возраста по амфиболу.

Для палеозойского этапа развития Кузнецкого Алатау радиологические данные имеются только по интрузивным породам (табл. 59). На гистограмме, охватывающей все существующие определения возраста (рис. 31), выделяется шесть четко выраженных максимумов: 500 млн. лет (верхний кембрий), 460 (ордовик), 390 (нижний девон), 340 (карбон), 270 (пермь) и 220 млн. лет (триас). Высота максимумов закономерно уменьшается от нижнего палеозоя к мезозою, что указывает на закономерный спад интенсивности интрузивного магматизма в этом же направлении. Максимумы периодически повторяются, чередуясь через 50 и 70 млн. лет, что, на наш взгляд, отражает закономерный пульсационный характер активизации тектоно-магматической деятельности в течение палеозоя.

Если учесть, что для палеозойского этапа развития Тувы и Западного Саяна установлено почти то же время активизации тектоно-магматической деятельности, практически через те же интервалы времени, то эти закономерности приобретают общий характер для Алтае-Саянской подвижной области. Наличие наиболее крупного и наиболее рез-

**Результаты определения возраста интрузивных пород Кузнецкого Алатау  
калий-аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Левый берег р. Мокрый Берикюль, в 700 м севернее пос. Гавриловка, вблизи кварцевой жилы «Золотая» биотит из диорита . . . . .	6,30	0,0159	270	ИГиГ СО АН СССР
Правый берег р. Николка (правый приток р. Кня), в 5 км на восток от пос. Московка, биотит из сенинто-диорита . . . . .	6,00	0,0165	278	То же
Агаспирский массив, граносенинит . . . . .			317	ЗСГУ
Урюпинский массив, гранит . . . . .			381	»
» » » . . . . .			377	ВСЕГЕИ
Комсомольский рудник, горизонт 230 м, биотит из габбро-диорита . . . . .	6,30	0,0239	389	ИГиГ СО АН СССР
То же . . . . .	6,30	0,0254	409	То же
Устье р. Берикюльчик (левый приток р. Мокрый Берикюль), биотит из дайки диорит-порфира . . . . .	5,30	0,0275	439	»
Дудетский массив, реликты древней габброидной интрузии, претерпевшей изменения со стороны Мартайгинской интрузии, по биотиту . . . . .	7,20	0,0256	414	»
Рудник Старый Берикюль, южный фланг, биотит из оливнинового габбро . . . . .	4,00	0,0286	454	»
Ударинский массив доверхнекембрийского (?) возраста, биотит из гибридных пород . . . . .	6,00	0,0320	502	»
Р. Кара-Бас, в 5 км выше устья р. Кошкар, биотит из сенинто-диорита, прорывающего нижнекембрийскую толщу карбонатных пород с фауной археоцнат . . . . .	3,90	0,0367	566	ВСЕГЕИ
Истоки рч. Кара-Таш и рч. Челбах-Қазы, Тигертышский массив, полевой шпат из порфировидного гранита, прорывающего кембрийские отложения и сенинто-диориты с возрастом 566 млн. лет . . . . .			325	»
Перевал Большой Арчак-Пыгис, биотит из адамеллита . . . . .	7,52	0,0198	327	ЗСГУ
То же . . . . .	7,52	0,0199	328	»
Там же, биотит из жильного адамеллита постмагматический . . . . .	6,25	0,0246	396	»
Г. Когтах, постмагматический биотит из габбро . . . . .	5,81	0,0212	347	»
» » » » » . . . . .	5,81	0,0234	378	»
Там же, биотит из диорит-монцонита . . . . .	5,20	0,0305	480	ИГиГ СО АН СССР
» » » » . . . . .	5,20	0,0309	486	То же
Там же, биотит из оливнинового габбро . . . . .			430	ВСЕГЕИ
Салгонский массив, южнее гольца Подоблачно-го, биотит из кварцевого диорита . . . . .	6,68	0,0265	424	ЗСГУ
То же . . . . .	6,68	0,0276	439	»
Левобережье р. Туим, между пос. Туим и дер. Верхний Туим, биотит из сенинто-диорита . . . . .	5,20	0,0276	440	»
То же . . . . .	5,20	0,0306	484	»
Пос. Қалмыцкий, биотит из сенинто-диорита . . . . .	4,37	0,0291	461	»
» » » » » . . . . .	4,37	0,0312	492	»
Уйбатский массив, биотит из габброида . . . . .	4,90	0,0247	398	ИГиГ СО АН СССР
Там же, биотит из гранодиорита . . . . .	5,30	0,0285	453	То же
Там же, реч. Сайган, биотит из гранита . . . . .	5,90	0,0288	457	»
Левый берег р. Уйбат, в 2 км выше станции Уйбат, гранит . . . . .	3,35	0,0264	424	»

Место взятия и характеристика проб	Содержа- ние калия, %	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Правый берег р. Уйбат, около станции Уйбат, гранит по полевому шпату	2,65	0,0240	389	ИГиГ СО АН СССР
	2,15	0,0225	366	
Там же, гранит, по биотиту	5,20	0,0335	523	То же
Туимский рудник, биотит из порфиroidного гранита	5,49	0,0278	442	ЗСГУ
Там же, биотит из биотитизированного габбро	7,00	0,0288	455	ИГиГ СО АН СССР
» » » »	7,00	0,0300	475	То же ТПИ
Улень-Туимский массив, лейкократовый гранит			509,565	
Алексеевское м-ние, биотит из порфиroidного гранита	5,35	0,0279	444	ЗСГУ
То же	5,35	0,0284	451	»
Туимский рудник, уч-к Тарлыхгой, биотит из порфиroidных гранитов	5,65	0,0290	460	
Водораздел рек Туим — Карыш, биотит из биоти- тизированного габбро, прорывающего кемб- рийскую толщу			488	ВСЕГЕИ
Карышский массив, биотит из гранита	6,40	0,0351	544	ИГиГ СО АН СССР
Сорское м-ние, мелкозернистый гранит	4,68	0,0131	221	ЗСГУ
» » » »	4,68	0,0133	225	»
Там же, лейкократовый гранит			306	ВСЕГЕИ
Там же, биотит из пегматита	7,70	0,0321	505	ИГиГ СО АН СССР
» » » »	7,70	0,0323	506	То же
Там же, осветленный сиенит из зоны минерализа- ции	2,85	0,0224	409	»
Там же, сиенит	3,90	0,0162	271	»
Там же, сиенит-порфир	3,30	0,0304	480	»
Там же, мусковит из пегматита	7,55	0,0318	500	»
Ипчульское м-ние, мусковит из грейзенизирован- ных гранитов			500	Лаборатория гео- логии докембрия
То же			511	ВСЕГЕИ
Аскызский массив, гранит			374	»
Там же, лейкократовый гранит			385	ТПИ
Вершина р. Аскыз, биотит из мелкозернистого гранита	5,72	0,0283	450	ЗСГУ
Пос. Берикчуль, плагиогранит	1,80	0,0318	500	»
С. Казаково, биотит из гранита	5,25	0,0318	499	ИГиГ СО АН СССР
» » » »	6,06	0,0361	558	То же
» » » »	7,25	0,0336	524	»
» » » »	6,06	0,0336	524	»
Есинский массив, биотит из гранита	4,60	0,0456	680	»
» » » »	4,60	0,0462	688	»
Бейский массив, прорывающий кембрийскую тол- щу, биотит из гранита	5,50	0,0207	338	ЗСГУ
Там же, гранит			395,409	ВСЕГЕИ
С. Камышта, гранит			470,510	»
Левый берег рч. М. Сыр, гранит			366,389	»
Карлыгановский массив, биотитовый гранит	3,22	0,0195	322	ЗСГУ
» » » »	3,22	0,0199	328	»
Вершина рч. Неня, биотит из гранита	5,29	0,0231	373	»
» » » »	5,29	0,0204	335	»
Р. Береш, в 4 км ниже устья рч. Субкаш, гранит	2,48	0,0289	459	»
Кароджувский массив, биотитовый гранит	3,17	0,0171	285	»
» » » »	3,17	0,0176	293	»
Там же, адамеллит			448	ТПИ

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Г. Большая Куль-Тайга, габбро-снейт . . . . .	3,44	0,0192	244	ЗСГУ ИГЕМ
Там же, пертит из снейта . . . . .			318+	
Г. Малая Куль-Тайга, биотит из снейто-диорита	7,10	0,0176	292	ИГиГ СО АН СССР
» » » . . . . .	7,10	0,0201	330	То же
Там же, биотит из граноснейта			438	ВСЕГЕИ
Правобережье р. Ус, Кибрасский белок, Усинский массив, биотит из габбро . . . . .	4,30	0,0231	376	ИГиГ СО АН СССР
Р. Яман-Садра, в 5,5 км вверх от устья, Садринский массив, гранит			350	То же
Р. Лебедь, биотитовый гранит, прорывающий отложения ордовика	3,00	0,0243	393	„ ЗСГУ
Там же, в 4 км выше устья р. Садра, гранит . . . . .			389	
Тейское м-ние, скв. № 145, глубина 275 м, снейт	2,50	0,0116	198	ИГиГ СО АН СССР
Там же, скв. 275, глубина 257 м, дайка снейта Тулузюльский массив, нефелиновый снейт . . . . .	3,20	0,0165	276	То же
Г. Горячая, порфировидный тералито-снейт . . . . .	2,50	0,0242	387	ЗСГУ
			387	ИГиГ СО АН СССР
Оз. Булап-Куль, нефелиновый снейт . . . . .			320	ВСЕГЕИ
Там же, розовый снейт . . . . .			509,524	„
Берикольский район, нефелиновый снейт . . . . .	4,00	0,0331	518	ИГиГ СО АН СССР
М-ние Курлусуль-Лиственная, нефелиновый снейт	4,10	0,0369	524	То же
Истоки р. Сухая Ерба, юго-восточный склон г. Долгогривой, верхнеербинский массив, щелочной снейт			453	ВСЕГЕИ
Кийский комплекс, щелочной снейт второй фазы			382,426	ЗСГУ
Рудник Старый Бериколь, нефелиновый снейт			414	„
Тулузюльский массив, нефелиновый снейт . . . . .			384	„
Рч. Батана-Юла, левый приток р. Урюп, берешит			410	„
Г. Пестрая, верховья р. Б. Тайдон, нефелиновый снейт			323	„
Рч. Кабырзинка, содалит-капкринитовый снейт			373	„
Кня-Шалтырское м-ние, скв. № 4, глубина 382 м, уртит			388	„
Кл. Поворотный, правый приток р. Кня, нефелиновый снейт . . . . .			413	„

ко очерченного (особенно при определениях возраста по слюдам) нижнепалеозойского максимума подтверждает установленное геологическими исследованиями положение о том, что важнейшим и наиболее насыщенным событием в истории Кузнецкого Алатау был каледонский этап его развития. В конце среднего и в течение всего верхнего кембрия геосинклиальная структура Кузнецкого Алатау претерпела существенную перестройку. С этим временем связана мощная вспышка гранитоидного интрузивного магматизма, охватившего, по существу, все мобильные зоны Кузнецкого Алатау. Интрузии этого времени известны в пределах северного и западного склонов Алатау (мартайгинский комплекс), на восточном склоне (улень-туимский комплекс), в южной части региона — Садринский, Лебединский, Ортонский и другие массивы. По-видимому, к этому же времени относится внедрение кондомских снейтов в Горной Шории.

Радиологическими данными устанавливается, что подавляющее число гранитоидных интрузий раннепалеозойского времени имеет возраст около 500 млн. лет, и, таким образом, их формирование связано с заключительными фазами салаирского этапа каледонской орогенической эпохи.

При определении возраста салаирских интрузий во многих случаях получают цифры, характеризующие разновозрастные стадии их омоложения. Так, для массивов мартайгинского комплекса, верхнекембрийский возраст которого устанавливается вполне определенно на основании того, что его интрузии прорывают и метаморфизуют кембрийские отложения, а их галька содержится в базальных конгломератах ордовика, получен значительный разброс цифр. Наиболее древняя цифра — 566 млн. лет (возможно, несколько удвоенная) получена по био-

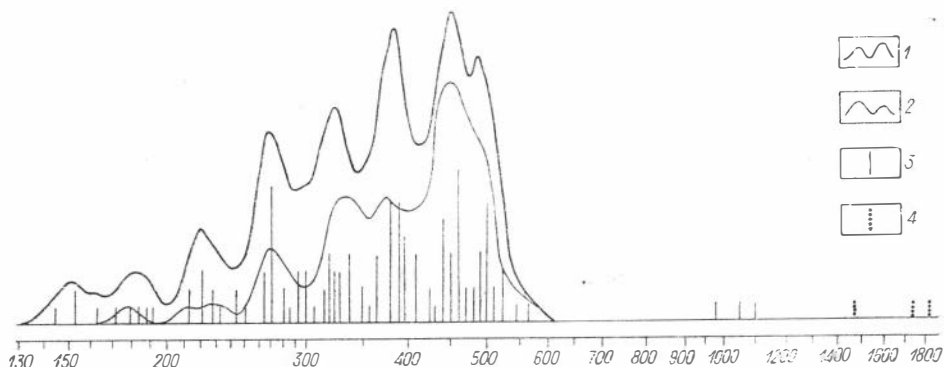


Рис. 31. Гистограмма возраста интрузивных пород Кузнецкого Алатау и Горной Шории. 1 — при учете всех имеющихся значений возраста, 2 — при учете возраста только по слюдам, 3 — значения возраста по слюдам и полевым шпатам, 4 — значения возраста по амфиболам.

титу из сисенито-диорита, прорывающего нижнекембрийские карбонатные породы с фауной археоциат. По биотиту из гибридных пород Ударнинского массива определен возраст 502 млн. лет. Наряду с этим для ряда массивов, входящих в состав мартайгинского комплекса, получены значительно более молодые значения возраста: 380 млн. лет для гранитов Урюпинского массива, 317 млн. лет для граносиенита Агаспирского массива и др. Даже для пород древней габброидной интрузии, несомненно претерпевшей изменения со стороны Мартайгинской интрузии, получены резко омоложенные значения возраста 454 млн. лет по биотиту из оливинового габбро, 414 млн. лет по измененному габбро Дудетского массива, 439 млн. лет по биотиту из дайки диорит-порфирифта и 389 млн. лет по биотиту из габбро-норита Комсомольского рудника (см. табл. 59).

Аналогичное положение выявляется и в результате геохронологических исследований пород улень-туимского интрузивного комплекса. Верхнекембрийский возраст интрузий этого комплекса, так же как и мартайгинского, устанавливается вполне определенно. По данным М. А. Усова (1937), подтвержденным последующими исследованиями, массивы улень-туимского комплекса залегают среди кембро-протерозойских пород и нигде не образуют магматического контакта с палеозойскими отложениями, а среди базальных конгломератов ордовика по р. Амзас (Горная Шория) имеется галька почти всех разновидностей его пород. Для некоторых массивов, принадлежащих этому комплексу (Улень-Туимского, Аскизского, Сорского, Когтахского, Карышского

и др.), наряду с возрастными значениями 520—480 млн. лет имеются значительно более низкие — преимущественно 470—440 млн. лет, 400—360 и даже 340—306 и 270—221 млн. лет.

На юге Кузнецкого Алатау к производным салаирского этапа магматизма принадлежат плагиограниты, роговообманковые граниты и гранитоиды Садринского, Лебедского и Колдорского массивов. Возраст этих интрузивов устанавливается более или менее определенно. По данным В. М. Сенникова, Р. Ф. Колпаковой и А. А. Оносовской (1960<sub>2</sub>), породы садринского комплекса прорывают отложения манжерокской и каимской свит и перекрываются фаунистически охарактеризованными толщами нижнего — среднего ордовика. Полученные здесь значения возраста 393, 389, 350 млн. лет также занижены и отвечают герцинскому времени.

Еще более молодые значения возраста показывают сиениты, разбитые в Кондомском районе Горной Шории. Так, по сиениту из района Шерегешевского месторождения определен возраст 154 млн. лет, по граниту из того же района — 222, по сиениту Кубесского массива — 269 млн. лет; в других случаях получены цифры возраста 276, 298 млн. лет. Нетрудно видеть, что ни одно из этих значений не отвечает кембрийскому времени формирования названных интрузий, которое достаточно определенно устанавливается многими исследователями. Эти интрузии залегают среди кембрийской эффузивно-осадочной толщи, которая трансгрессивно перекрывает более ранние по возрасту породы спилито-кератофировой формации, а галька пород, типичных для Кондомского района, известна в конгломератах ордовика.

Приведенные данные показывают, что интрузивные породы салаирского этапа в течение палеозоя неоднократно подвергались метаморфизующим воздействиям, обусловившим их омоложение.

Наиболее сильное омоложение салаирских интрузивных пород произошло под воздействием процессов, связанных с позднекаледонским магматизмом. Об этом свидетельствуют часто получаемые для пород значения возраста в интервале 470—440 млн. лет, структура нижнепалеозойского максимума на гистограмме (см. рис. 31) и средний изотопный состав рудного свинца месторождений, пространственно приуроченных к площадям развития интрузий улень-туимского комплекса (табл. 60). Рудные свинцы всех месторождений обладают близким изотопным составом, что убедительно свидетельствует о их đồngовозрастности. Средний же изотопный состав указывает на то, что все они формировались в позднекаледонское время.

В результате энергичной и весьма сложной тектоно-магматической деятельности в конце кембрийского периода произошло замыкание салаирской геосинклинали и преобразование ее в относительно жесткую складчатую структуру. В поздние стадии каледонской эпохи интенсивность магматической деятельности в Кузнецком Алатау резко спала. В ордовике и силуре наземная вулканическая деятельность, вероятно, отсутствовала. Отложения этого времени имеют преимущественно терригенный характер. Интрузивный магматизм проявился лишь в послеордовикскую (таконскую) фазу складчатости и то не повсеместно, а только в участках, не потерявших свою мобильность. С периодами максимальных тектонических напряжений этого времени связывается формирование Тельбесского, Казского и Мостокольского гранитоидных массивов в Горной Шории, Кожуховского — на севере Кузнецкого Алатау и др.

Средний изотопный состав рудных свинцов из месторождений, расположенных в пределах интрузивов улень-туимского комплекса

Месторождение	Изотопный состав свинца			
	$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$
Сорское . . . . .	17,77	15,59	38,30	0,878
Киялых-Узеньское . . . . .	17,39	15,43	37,29	0,887
Темирское . . . . .	17,77	15,54	37,63	0,879
Юлнское . . . . .	17,91	15,55	38,26	0,863
Карасукское . . . . .	17,64	15,53	37,80	0,880
Среднее . . . . .	17,70	15,55	37,86	0,879

Предполагается, что к девонским относится Тигертышская гранитная интрузия. По полевому шпату из порфириовидного гранита этой интрузии в истоках р. Кара-Таш и Челбах-Казы получена цифра возраста 325 млн. лет. По более древней интрузии сиенито-диоритов, которую тигертышский гранит прорывает, возраст определен в 506 млн. лет.

Относительно возраста Тельбесского массива гранитоидов до последнего времени не было единого мнения. Длительное время возраст тельбесских гранитоидов считался средне- или нижнедевонским. Ряд исследователей продолжают придерживаться этой точки зрения и сейчас. Нами еще в 1952 г. на основании исследований в Тельбесском районе была показана несостоятельность представления о девонском возрасте Тельбесского массива (Кляровский, 1952). Тогда было высказано мнение, что формирование тельбесских гранитоидов не может быть моложе таконского времени. Несколько позже В. А. Кузнецов, учитывая наши данные и принимая во внимание ряд других соображений, пришел к выводу о салаирском возрасте Тельбесского интрузивного массива, что как будто бы подтверждалось определениями гелиевым методом возраста магнетита, которые по нашей просьбе были выполнены в Институте геологии АН КазССР. По двум пробам магнетита получены сходные цифры — 562 и 588 млн. лет. Однако исследованиями последнего времени установлено, что Тельбесский гранитоидный массив метаморфизует не только отложения кембрия, но и фаунистически охарактеризованные отложения нижнего ордовика. Таким образом, возраст Тельбесского массива сейчас определяется уверенно в сравнительно узкой возрастной вилке — от нижнего ордовика до нижнего девона, а его формирование надо связывать с таконской фазой каледонского орогенеза. С формированием тельбесского гранитоидного комплекса связывается образование известных магнетитовых месторождений Темир-Тельбесского района. По флогопиту из сфалерито-магнетитовой руды Темиртаусского месторождения нами определен возраст 375 млн. лет. Близкое значение возраста — 396 млн. лет — получено и по флогопиту из магнетитовой руды Леспромхозного месторождения соседней Казской группы. Эти данные могут рассматриваться как доказательство девонского времени. Мы же считаем их омоложенными. В частности, можно думать, что одной из причин такого омоложения является процесс, протекавший в связи с внедрением послерудных диабазовых порфиритов, дайки которых широко распространены в пределах рудных полей всех месторождений этого района.

Тектонические напряжения, связанные с ранними этапами герцинского тектогенеза, возобновили активность региональных разломов, привели к образованию новых разрывных структур и вызвали новую вспышку вулканизма, обусловившую массовое извержение преимущественно основных лав. Вслед за излияниями лав в девонском периоде происходит формирование массивов посторогенной габбро-диоритовой интрузивной формации. Предполагается, что близкой им по возрасту является интрузия щелочных пород. Массивы щелочных пород известны в пределах Минусинского межгорного прогиба, где они генетически связываются с девонским базальтоидным комплексом (Луцицкий, 1960), и в пределах Кузнецкого Алатау, где они представлены интрузиями нефелиновых сиенитов, в одних случаях, девонского, а в других — кембрийского возраста.

Для щелочных пород Кузнецкого Алатау и Минусинского прогиба имеется ряд определений возраста, подтверждающих принадлежность их к двум по возрасту магматическим комплексам — герцинскому (для тералито-сиенита г. Горячей, уррита Кия-Шалтырского месторождения, нефелинового сиенита Тулуяльского массива определен возраст 390 млн. лет) и кембрийскому (для нефелинового сиенита месторождения Кургусуль-Лиственная, Бериккульского района и г. Пестрой определен возраст 520 млн. лет). Для берешита рч. Ботана-Юл, нефелинового сиенита кл. Поворотного в бассейне р. Ким, рудника Старый Бериккуль определен возраст 410 млн. лет, что соответствует таонскому времени. Интерпретация этих цифр пока затруднительна и требует дополнительных материалов.

Позднегерцинский гранитоидный магматизм в Кузнецком Алатау почти не проявился. Только в южных районах Горной Шории, в области погружения салаирских структур Кузнецкого Алатау во внешнюю зону герцинской геосинклинали Алтая, обнажается крупный Мустагский гранитный массив с рядом сателлитов, который, по последним данным, формировался в верхнегерцинское время.

Относительно возраста Мустагской интрузии до последнего времени не было единого мнения. Многие исследователи считали ее девонской (Щербаков, 1961). Ряд исследователей высказались за кембрийский возраст этой интрузии на том основании, что в бассейне рч. Викторьевка толща ордовика не метаморфизуется мустагскими гранитами. Однако тут же подчеркивалось, что непосредственные взаимоотношения ордовика с гранитами Мустага не наблюдаются. Вместе с тем известно, что мустагские граниты рвут развитую в районе сиенитовую интрузию и связанные с нею магнетитовые руды и скарны и метаморфизуют вмещающую сиениты осадочно-вулканогенную кембрийскую свиту Кондомского района. Кыстальский массив, располагающийся юго-западнее Мустагского массива и представляющий собой менее эродированный аналог последнего, прорывает отложения девона. В. А. Вахрушев (1956) отмечал наличие ксенолитов магнетитовых руд и скарнов в эндоконтактной зоне гранитов и широкое развитие даек гранита, секущих сиениты и скарноворудные тела Шерегешевского месторождения. Им же устанавливается генетическая связь полиметаллической и редкометальной минерализации с гранитами, обосновывается вывод о двух, разделенных значительным периодом времени, эпохах рудогенезиса — каледонской (салаирской) железорудной, связанной с сиенитовой интрузией, и герцинской полиметаллической и редкометальной, связанной с гранитами. Раннегерцинский возраст полиметаллической минерализации в последнее время подтвердился исследованиями изотопного состава свинца галенитов Шалымского, Тургеневского



и Таштагольского рудопроявления, для которых средний изотопный состав свинца по пяти пробам оказался равным:  $\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} = 17,80$ ;  $\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} = 15,65$ ;  $\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}} = 37,82$ . Таким образом, представление о герцинском, точнее девонском, возрасте мустагских гранитов в настоящее время надо считать более вероятным.

Для гранитов Мустага имеются три определения возраста — 270, 295, 341 млн. лет (табл. 61). Учитывая, что определения осуществлялись по валовым пробам, более близкой к действительному возрасту Мустагской интрузии нужно считать цифру 341 млн. лет.

Т а б л и ц а 61

**Результаты определения возраста минералов и горных пород Горной Шории калий-аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	● определения выполнены
М-ние Шерегеш, сиенит . . . . .	154	ВСЕГЕИ
Там же, розовый гранит . . . . .	222	" "
Кондомская группа железорудных м-ний, сиенит	276, 298	ЗСГУ
Сарлыкский массив, гранит . . . . .	184, 273	СВКНИИ
» » » . . . . .	265, 273	ЗСГУ
Г. Мустаг, аплитовидный гранит . . . . .	270, 295	ВСЕГЕИ
Там же, гранит . . . . .	341	" "
Г. Испир, гранит . . . . .	393, 403	" "
Р. Кабырза, содалитовый сиенит . . . . .	377	ЗСГУ
Р. Кырышлег, адамеллит . . . . .	250	ВСЕГЕИ
Кубесский массив, сиенит . . . . .	269	ЗСГУ

П р и м е ч а н и е. Для Верхне-Кондомского массива свинцово-урановым методом получен возраст 180 млн. лет (устное сообщение Д. К. Осипова).

Обращает на себя внимание то, что полученные значения возраста для сиенита Кубесского массива (269 млн. лет), Сарлыкского гранита (184, 273, 222, 265 млн. лет), сиенита Кондомской группы железорудных месторождений (276, 298 млн. лет), гранита (222 млн. лет) и сиенита (154 млн. лет) месторождения Шерегеш в большинстве случаев значительно моложе, чем цифры, определенные по гранитам Мустага, в то время как прямые геологические наблюдения показывают, что все эти интрузии, несомненно, древнее мустагского гранита и принадлежат к салаирским образованиям. Эти данные позволяют сделать вывод о том, что салаирские интрузивные породы Кондомского района претерпели не менее трех этапов омоложения. Раннегерцинский этап, по-видимому, генетически связан с формированием мустагских гранитов, позднегерцинский и нижнемезозойский — с процессами активизации в области глубинного разлома, пересекающего Кондомский район.

В итоге анализа имеющихся геохронологических материалов по Кузнецкому Алатау устанавливается.

1. Основание разреза Кузнецкого Алатаулагается древнейшими, скорее всего, архейскими породами, регионально метаморфизованными не позднее, чем в нижнепротерозойское время. Можно предполагать, что в это же время в связи с заключительными стадиями беломорской эпохи складчатости произошло формирование Томского гранитного массива.

2. В палеозойской истории Алатау тектоно-магматическая деятельность проявилась периодически повторяющимися импульсами

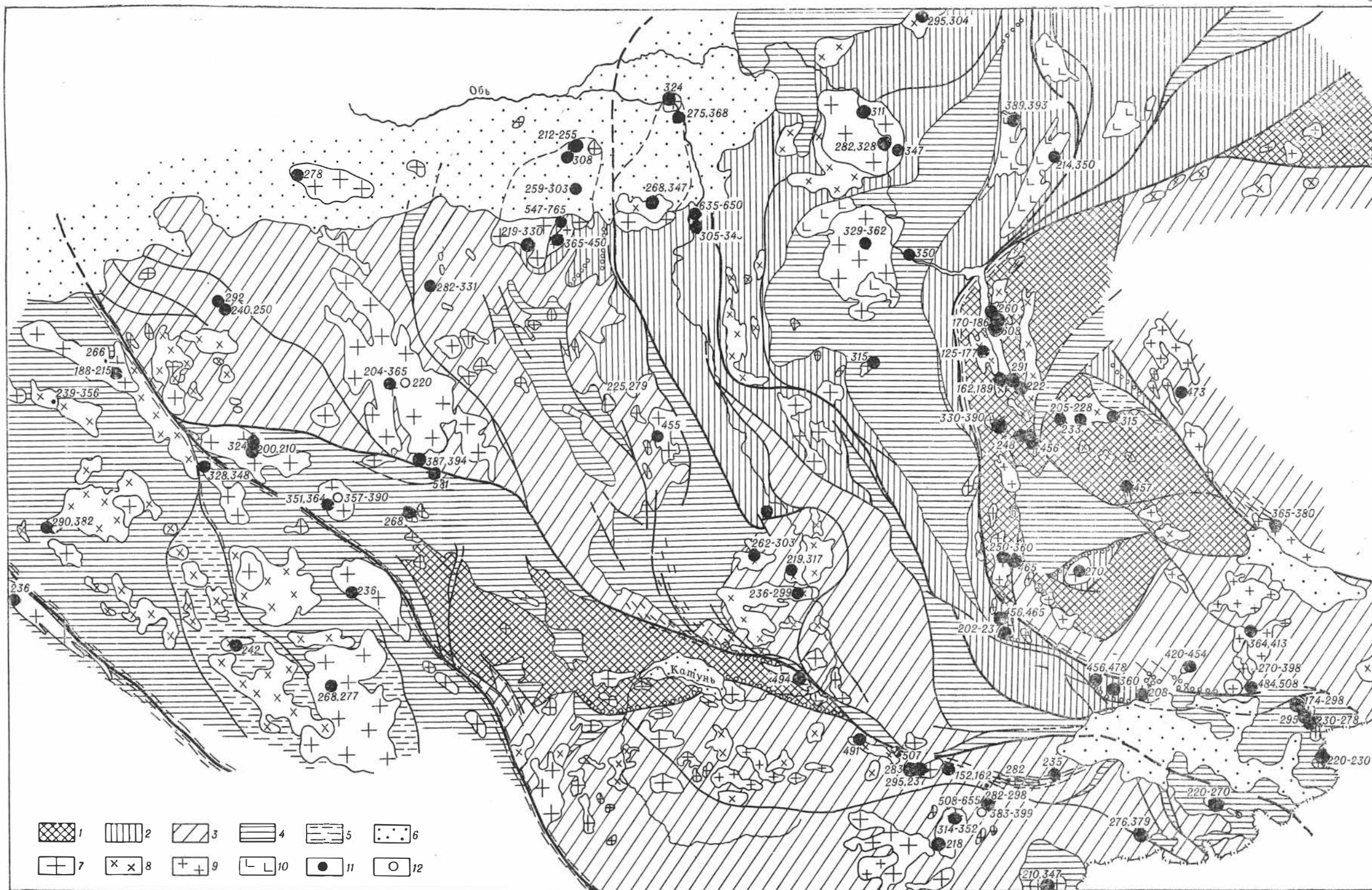


Рис. 32. Абсолютный возраст пород Горного Алтая.

Структурные пояса: 1 — докембрийский, 2 — верхнедокембрийский — среднекембрийский, 3 — верхнекембрийский — силурийский, 4 — девонский — нижнекаменноугольный, 5 — верхнепалеозойский, 6 — кайнозойский, 7 — гранитоиды калбинского интрузивного комплекса (P), 8 — гранитоиды интрузивных комплексов среднего палеозоя (Д — С<sub>1</sub>), 9 — гранитоиды таконского интрузивного комплекса (S), 10 — гранитоиды саянско-интрузивного комплекса (С<sub>т3</sub>), 11 — данные калий-аргонового метода, 12 — данные уран-торий-свинцового метода.

в среднем через 50 и 70 млн. лет. Интенсивность тектоно-магматических импульсов, максимальная в салаирское и таконское время, резко и закономерно уменьшалась в течение герцинского времени. Время формирования интрузий салаирского этапа датируется возрастом около 500 млн. лет, таконского — 460, герцинского — около 360 млн. лет. Тем самым подтверждается синхронность важнейших этапов палеозойского магматизма Кузнецкого Алатау с таковыми для Тувы, Западного и Восточного Саяна, а следовательно, общность главнейших стадий развития этой обширной территории в палеозойское время.

3. На примере Кузнецкого Алатау отчетливо устанавливается связь омоложения пород с наиболее интенсивными этапами магматизма и активизацией энергетических процессов в областях глубинных разломов.

---

## ГЛАВА VIII

### ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ГОРНОМ АЛТАЕ

Горный Алтай в геологическом отношении представляет собой самую молодую западную часть Алтае-Саянской горной системы и примыкает к герцинской Обь-Зайсанской складчатой области. Такое геотектоническое положение Горного Алтая обусловило отставание его формирования по сравнению с восточной частью Алтае-Саянской области. Если на востоке собственно геосинклинальный этап развития закончился в нижнем палеозое, то в пределах современного Горного Алтая геосинклинальный характер осадконакопления сохранился вплоть до верхнего девона, а в прилегающей к Рудному Алтаю части — даже до верхнего карбона. Естественно, что это нашло свое отражение и в ряде характерных черт геологического строения, и в преимущественном проявлении в Горном Алтае более поздних этапов палеозойского магматизма.

Лабораториями ВСЕГЕИ, ЗСГУ, РИ АН СССР и нами выполнено большое число определений абсолютного возраста для пород Горного Алтая (табл. 62). Схема размещения основных проб показана на рис. 32. Все они характеризуют породы наиболее важных для истории Горного Алтая палеозойских этапов магматизма.

Архейские образования в Горном Алтае отсутствуют. Нижнепротерозойские — проблематичны. Они, возможно, обнажаются в Терехтинском горсте (Кузнецов, 1952, и др.), но относительно их возраста у исследователей нет единодушного мнения. В. П. Нехорошев (1958<sub>2</sub>), Н. Н. Амшинский (1960), В. С. Попов (1960) и другие считают терехтинские метаморфические породы аналогами метаморфизованных палеозойских толщ. К сожалению, для метаморфических пород нет определений абсолютного возраста, а имеющиеся данные по возрасту интрузивных пород, их прорывающих, показывают принадлежность их к салаирским образованиям (для гранита Тургундинского массива определен возраст 494 млн. лет, для биотитового гранита Юнгурского

**Результаты определения возраста гранитоидов Горного Алтая  
калий-аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
<b>Бийско-Катунская структурно-фациальная зона</b>			
Курайский хребет, р. Кубадру, зона метаморфизма и гранитизации, биотит из пегматита	6,65	465	ИГпГ СО АН СССР
Турочакский массив, р. Бия, в 0,5 км ниже устья р. Тула, гранит	—	282	ЗСГУ
Там же, порфировидный гранит	—	328,330	РИ АН СССР
Там же, в 18 км от с. Турочак вниз по р. Бия, биотит из гранита	5,40	311	ИГпГ СО АН СССР
Там же, хр. Салоп, биотитовый гранит	—	347	Там же
Саракокшинский массив, рч. В. Тергач, мелкозернистый гранит	2,90	329	»
Там же, биотитовый гранит	—	315,330	РИ АН СССР
Там же, порфировидный гранит	—	341	»
Там же, р. Бия, в 5 км от с. Артыбаш, биотитовый гранит	—	350	»
Там же, р. Уймень, выше с. Н. Извеч, биотитовый гранит	—	362	ВСЕГЕИ
Сросткинский массив, гранит	—	324	ЗСГУ
Березовский массив, гранит	—	275	»
Там же, гранит	2,9	368	ИГпГ СО АН СССР
Правый берег долины р. Черневая, гранит	3,14	306	Там же
Уйменская депрессия, гипабиссальные гранит-порфировые интрузии	—	315	ВСЕГЕИ
Кубадринский массив, биотит из гранита	4,10	456	ИГпГ СО АН СССР
Там же, роговая обманка из гранита	2,30	326	Там же
Там же, биотит из гранита	5,70	364	»
Кара-Кудюрский массив, гранит	—	265	ВСЕГЕИ
Курайский хребет, устье лога Сырой Тыдтугем, гранит, прорывающий отложения Д <sub>2</sub>	3,1	208	ИГпГ СО АН СССР
Курайский хребет, лог Джагал-Тереге, гранит, трансгрессивно перекрывающийся отложениями таштыпской свиты Д <sub>2</sub>	4,0	360	Там же
Курайский хребет, осевая зона, биотит из гнейсов нижнего ордовика	6,25	456	»
	—	478	»
Колташский массив, р. Мунга, мелкозернистый гранит	—	304	ЗСГУ
Айский массив, биотит из биотито-роговообманкового гранита	5,75	305	ИГпГ СО АН СССР
Там же, гранит	—	306	ЗСГУ
»	—	345	»
В 3 км от с. Майма по дороге в Горноалтайск, биотит из шпильры среди гранитоида	4,75	635	ИГпГ СО АН СССР
В 2 км от с. Майма по дороге в Горноалтайск, гранодиорит	1,94	650	Там же
Дер. Хабаровка, роговая обманка из гранита	2,00	498	»
<b>Ануйско-Чуйская структурно-фациальная зона</b>			
Кадринский массив, в 0,5 км от зоны дробления, адамеллит III фазы	—	219	ЗСГУ
Там же, гибридный гранодиорит III фазы	—	317	»

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Чикетаманский массив, биотит из гранодиорита	5,50	412	ИГиГ СО АН СССР
Там же, гранит	2,00	331	Там же
Там же, р. М. Ильгумень, в 7 км от устья, кварцевый диорит I фазы	—	303	ЗСГУ
Там же, по биотиту	—	280	»
Там же, р. Урсул, напротив устья р. Улета, гранодиорит II фазы	—	262	»
Яломанский массив, приустьевая часть р. Б. Яломан, гранит III фазы	—	236, 299	»
Там же, по биотиту	—	252	»
Кувашский массив, р. Н. Ширгайта, в 4,5 км от устья, аляскит IV фазы	—	225	»
Там же, биотитовый гранит	3,08	172	»
Там же, биотит из гранита	—	279	ИГиГ СО АН СССР
Онгудайская группа массивов, гранит	2,50	317	
Там же, гранит	2,70	296, 279	Там же
Шебалинский массив, аплит из жилы, пересекающей гранит (контактовая часть массива)	2,90	455	»
Там же, гранит	2,95	230	»
Талицкий массив, Каракольское м-ние, гранит	—	214	»
Там же, р. Чарыш, биотит из гранита	—	365	ВСЕГЕИ
Там же, истоки р. Прямая Талица, биотит из гранита	—	325	»
Там же, гранодиорит	—	309*	»
Там же, мусковитовый гранит	—	258*	»
Там же, жила, секущая пегматит	—	252*	»
Там же, двуслюдяной гранит	—	204*	»
Там же, шток мелкозернистых гранитов, рвущих биотитовые порфировидные граниты	—	299*	ВСЕГЕИ
Усть-Канский район, мелкозернистый гранит из центральной части интрузивного массива	—	206	»
Щебнюхинский массив, водораздел рек Щебнюха — Коргончик, гранит из центральной части массива, по биотиту	6,65	154	ЗСГУ
Р. Чарыш, в 3 км выше устья р. Белая, биотитовый порфировидный гранит	—	292	ВСЕГЕИ
С. Владимировка, габбро-диабаз, прорывает жигетско-франскую толщу	—	394	»
Там же, габбро-диорит	—	387	»
Тургундинский массив, гранит	—	494	ЗСГУ
Исыгешский массив, нижнее течение р. Кара-Гем, биотитовый гранит	3,20	491	ИГиГ СО АН СССР
Юнгурский массив, верховья р. Чибит, биотитовый гранит	3,85	507	Там же
Верховья р. Кара-Су, правого притока р. Аргут, биотит из гнейсов горноалтайской серии (верхний кембрий — нижний ордовик) из зоны интенсивной гидротермальной деятельности в контакте с молодыми гранитами	6,00	152 162	» »
Карасукский массив, биотитовый гранит	4,66	295	»
Там же, биотитовый порфировидный гранит	—	237	ВСЕГЕИ
Р. Кара-Гем, плагногранит, прорывающий силурийскую толщу	—	283	»
Истоки р. Чикта, дайка лейкократового гранита посткембрийского возраста	3,68	282	ИГиГ СО АН СССР
Р. Чикта, пегматит, по мусковиту	7,75	298 288	Там же »

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Там же, штоки граносеннита, мусковит из пегматита	6,70	355	ИГиГ СО АН СССР
Джасатерский массив, биотитовый метаморфический сланец	2,65	621	»
Там же, биотит из гранита	6,35	218	»
» » »	6,30	221	»
Там же, мусковит из пегматита	7,75	345	»
Там же, биотитовый сланец, по биотиту	4,60	392	»
Там же, гранит	2,90	246	»
Верховья р. Тюнь, правого притока р. Джасатер, гнейс из локальной зоны метаморфизма пород горноалтайской серии, по биотиту	6,00	394	»
Верховья р. Кук-Карагай, правого притока р. Джасатер, гнейсы из зоны метаморфизма пород горноалтайской серии, по биотиту	6,05	399	»
Там же, мусковит из пегматита	6,93	383	»
Тарский массив, верховья р. Тара, гнейсовидный гранит	2,13	282	»
Р. Куру-Узек, гранит	—	235	ВСЕГЕИ
Ак-Алахинский массив, порфировидный биотитовый гранит	—	314	»
Там же, порфировидный гранит, по биотиту	—	352	»
Тархатинский массив, биотит из граптонорита	7,00	276	ИГиГ СО АН СССР
Там же, биотит из граносеннита, прорывающего отложения среднего девона	6,65	379	Там же
Жан-Едынгуйский массив, биотит из граносеннита	6,65	383	»
Аксайский массив, аляскитовый гранит	6,25	270	»
Тобелерский массив, аляскитовый гранит	5,00	369	»
Верховья р. Бугузун, хлоритизированный биотит из двуслюдяного гнейсо-гранита	5,92	484	»
Юстыдский массив, гранит	—	508, 220, 230	Л. А. Михалева (1961)
Калгутинский массив, кварцевый гранит-порфир	3,70	210	ИГиГ СО АН СССР
Там же, порфировидный гранит	3,20	311	Там же
» » »	5,90	240	»
Калгутинское молибдено-вольфрамовое м-ние, мусковит из грейзена	—	347	ВСЕГЕИ
Убннский массив, биотитовый порфировидный гранит, по полевоому шпату	—	236	»
Черневинский массив, биотитовый порфировидный гранит	—	253	»
Оз. Кольвань, биотит из скоплений на контакте порфировидных и равномернозернистых гранитов	6,80	266	»
Каргинский массив, гранит	—	260, 270	»
Тургусунский массив, биотит из порфировидного гранита	6,58	277	»
Усть-Калманский массив, биотитовый порфировидный гранит	—	278	»
Калташский массив, гранит	—	295	»
Чейбаккольский массив, двуслюдяной плагиогранит, по слюде	—	457	»
Коровихинский массив, прорывает эйфельские отложения среднего девона, отложения же верхнего турне пеметаморфизованы, пегматит, по биотиту	6,91	364	»
Там же, по амазониту из пегматита	6,11	351	»
Убино-Белореченский массив, мелкозернистый биотитовый порфировый гранит, по биотиту	6,72	348	»

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Белорецкое железорудное м-ние, скв. 26, глубина 105 м, биотитовый роговик . . . . .	2,40	328	ИГНГ СО АН СССР
Инское железорудное м-ние, скв. 33, глубина 412 м, флогопит из скарновой зоны . . . . .	5,30	210	То же
Алейский массив, биотитовый гранит . . . . .	—	251, 258	ЗСГУ
Там же, биотитовый плагногранит . . . . .	—	239, 290, 306, 356, 337	»
Тигрещкий массив, биотит из гранита . . . . .	6,65	324	ВСЕГЕИ
Там же, полевоый шпат из гранита . . . . .	9,00	200	ИГНГ СО АН СССР
Раскатинский массив, биотитовый гранит зменногогорского комплекса . . . . .	—	268	То же
С. Усть-Белая, биотит из гранодиорита . . . . .	5,10	342	»
Кольванское м-ние шеелита, мусковит из грейзена . . . . .	5,55	362, 365	»
Г. Очаровательная, биотит из гранита . . . . .	5,15	263	»
Р. Перильная, гранопорфир . . . . .	4,00	305	»
Подсинюшинское м-ние, биотит из порфировидного гранита . . . . .	7,00	312	»
Там же, реликтовый биотит из кварцевой жилы	7,70	255	»
Там же, мусковит из околожильного грейзена	8,25	255	»
Кольванское м-ние вольфрамита, мусковит из околожильного грейзена . . . . .	7,70	303	»
Пос. Кольваньстрой, биотит из порфировидного гранита . . . . .	5,90	328	»
С. Байкал, биотит из гранодиорита . . . . .	5,10	326	»

Примечания: 1. Свинцовым методом возраст гранита Каракольского месторождения определен в 220 млн. лет (данные РИ АН СССР); 2. Цифры, полученные по породам Талицкого массива, считаются аномально низкими (обозначены значком\*); 3. По данным Г. В. Авдеевко возраст уранинита из мусковитовых пегматитов верховья реки Кук-Карагай определяется следующими цифрами:

$$\frac{\text{Pb}}{\text{U}+\text{Th}} = 655 \text{ млн. лет, } \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{206}} = 590 \text{ млн. лет, } \frac{\text{Pb}^{206}}{\text{U}^{238}} = 640 \text{ млн. лет, } \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}} = 630 \text{ млн. лет, } \frac{\text{Pb}^{206}}{\text{Th}^{232}} = 508 \text{ млн. лет.}$$

В среднем возраст принимается равным  $590 \pm 25$  млн. лет; 4. Для пегматита Коровихинского массива дополнительно имеются следующие данные: возраст поликразы по отношению  $\frac{\text{Pb}^{206}}{\text{U}^{238}} = 390$  млн. лет, по отношению  $\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}} = 372$  млн. лет; возраст монацита по отношению  $\frac{\text{Pb}^{206}}{\text{U}^{238}} = 357$  млн. лет, по отношению  $\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}} = 372$  млн. лет.

массива — 507 млн. лет). Метаморфические породы Терехтинского горста обычно сопоставляются с метаморфическими толщами Телецкого района, а последние, в свою очередь, сопоставляются с джебашской серией Западного Саяна, возраст которой по хлорито-серицитовому и серицитовому сланцам определен в 933 и 1115 млн. лет. По биотиту из гранитогнейса Телецкого района в одном случае определен возраст 608 млн. лет. Учитывая эти данные и опираясь на имеющиеся геологические сопоставления, можно предполагать, что и породы Терехтинского горста были метаморфизованы не позже, чем около 1000 млн. лет назад, а значит, дополнительно подтверждается принадлежность исходных пород к протерозойским образованиям. Осадочные и метаморфизованные толщи высоких структурных этажей геохронологическими данными практически не охарактеризованы.

Анализ цифровых данных показывает, что в Горном Алтае, как это следует и из геологических материалов, наиболее широким развитием пользовался магматизм, связанный с герцинской эпохой складчатости.

Интрузивный магматизм каледонской эпохи, судя по радиологическим данным, был развит сравнительно слабо. Возможно, что часть каледонских пород в результате наложенных процессов средне-верхнепалеозойского времени подверглась омоложению.

Особый интерес представляет анализ радиологических данных по Белокурихинскому гранитоидному массиву. Этот массив является по существу единственным в пределах Алтае-Саянской области, возраст пород в различных частях которого охарактеризован довольно большим количеством цифр (рис. 33). По породам массива получены как относительно древние, так и молодые значения возраста.

Древние цифры характеризуют метаморфические породы, вскрывающиеся в краевых частях массива. Так, для кристаллических слюдястых сланцев из района с. Даниловка и бассейнов рек Б. Поперечная и Кузнецовка получены достаточно хорошо сходящиеся цифры: 715, 720, 745 и 750 млн. лет, для биотитового гнейса, вскрытого рч. Кузнецовка, определен возраст 765 млн. лет, для гранитоидов, слагающих восточную часть массива, — 700 млн. лет (табл. 63).

Г. А. Чернов (1965) рассматривает эти гнейсы и кристаллические сланцы как продукт метаморфизма более древних (возможно, докембрийских) пород осадочного происхождения в контактовой зоне гранодиоритов. Время формирования самих гранитоидов он относит к девону (посленижеживетское время) на том основании, что они прорывают и метаморфизуют несомненный, фаунистически охарактеризованный, нижний силур (подчагырскую свиту) и предположительно средний девон (верхний эйфель — нижний живет). На основании этого Г. А. Чернов приходит к выводу, что для кристаллических сланцев, гнейсов и гранодиоритов почти во всех отмеченных случаях получены удревненные значения возраста в связи с переработкой древних пород. Возраст самих гранодиоритов Г. А. Чернов оценивается в 360 млн. лет, что близко отвечает самой молодой цифре, полученной для гранодиоритов по валовой пробе (365 млн. лет).

Аналогичным образом Г. А. Чернов считает удревненными и цифры 440, 447, 452, 489 млн. лет, полученные для порфиroidных гранитов из краевых частей массива, особенно располагающихся в непосредственной близости от контакта с гнейсами и сланцами метаморфической толщи. Характерно, что и для пород метаморфической толщи по ряду проб получены близкие значения возраста. Так, для биотитового гнейса из района с. Кордон и из обнажений по рч. М. Белокуриха определен возраст 409 и 547 млн. лет, а по гранодиориту восточной части массива — 450, 440, 365 млн. лет.

В то же время для порфиroidных гранитов и пегматитов, располагающихся в удалении от краевых зон массива, во всех случаях получены (по валовым пробам) более низкие значения возраста — от 290 до 215 млн. лет. По слюдам из грейзенов Осиновского и Осокинского месторождений определен возраст 323—288 млн. лет, по гнейсам из района деревень Сосновка и Осиновка — 325 и 290 млн. лет, по гнейсу г. Теплуха — 252—270 млн. лет.

Казалось бы, что как эти данные, так и характер гистограммы (рис. 34) свидетельствуют в пользу того, что возраст интрузии порфиroidных гранитов должен оцениваться в 480 млн. лет и, таким образом, его формирование следовало бы связывать с одной из фаз каледонского тектоно-магматического этапа. Однако порфиroidные грани-



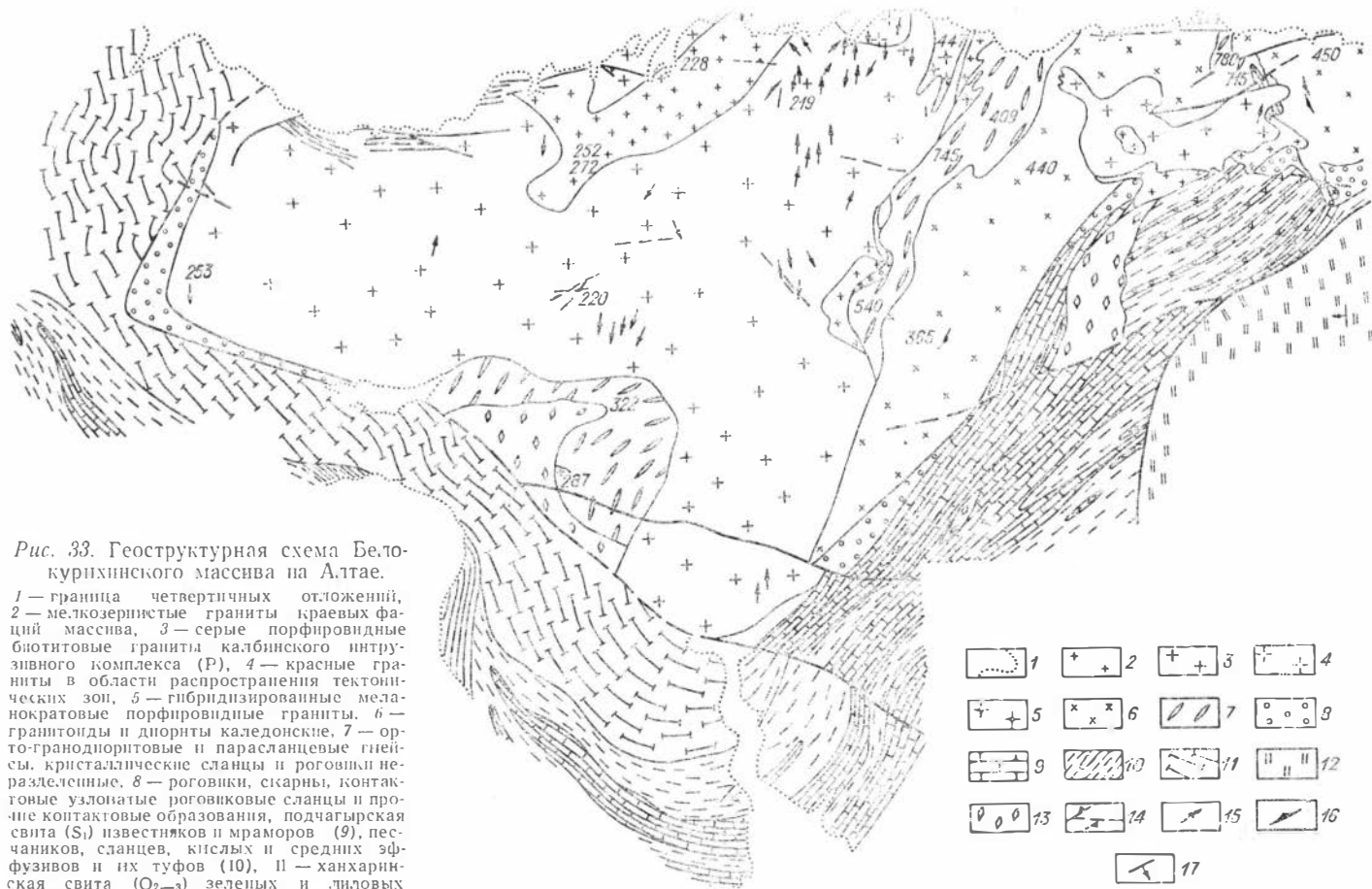


Рис. 33. Геоструктурная схема Белокуринского массива на Алтае.

1 — граница четвертичных отложений, 2 — мелкозернистые граниты краевых фаций массива, 3 — серые порфиридные биотитовые граниты калбинского интрузивного комплекса (Р), 4 — красные граниты в области распространения тектонических зон, 5 — гибридные мелнократовые порфиридные граниты, 6 — гранитоиды и диориты каледонские, 7 — орто-гранодиоритовые и парасланцевые гнейсы, кристаллические сланцы и роговики неразделенные, 8 — роговики, контактовые узлочатые роговиковые сланцы и прочие контактовые образования, подчагырская свита (S<sub>1</sub>) известняков и мраморов (9), песчаников, сланцев, кислых и средних эффузивов и их туфов (10), II — ханхаринская свита (O<sub>2-3</sub>) зеленых и лиловых песчаников и сланцев, 12 — горноалтайская свита (Сп<sub>3</sub> — O<sub>1</sub>) преимущественно зеленых песчаников, сланцев и конгломератов, 13 — кристаллические сланцы, 14 — дизъюнктивы, 15 — линейно-параллельные текстуры — элементы наклона преобладающей части порфиридных включений микроклина в гранитах, 16 — план-параллельные текстуры — элементы залегания листочков биотита и плоских шпиль, 17 — слоистость.

**Результаты определения возраста горных пород Белокурихинского массива в Горном Алтае**

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	Возраст, млн. лет
В 0,5 км к югу от с. Точильное, биотитовый гранит	5,11	214
Там же, гранит		236*
Там же, калиевый полевой шпат из пегматита	9,70	255
Водораздел рек Черновая и Осиновка, пегматит	2,88	215
Р. Березовка, 1,5 км от дер. Ульяновка, вверх по течению, пегматит	3,70	228
Рч. Быстрая, левый приток р. Песчаная, 2 км вниз от пос. Осиновского, биотитовый гранит	3,95	252
Карьер по рч. Белокуриха, порфировидный биотитовый гранит	4,06	330
Там же, порфировидный гранит, по биотиту	6,30	440
Р. Белокуриха, в 2,5 км от пос. Новая Белокуриха вверх по течению, порфировидный гранит	4,20	219
Белокурихинский массив, двуслюдяной гранит, по биотиту	6,10	489
То же, по мусковиту	7,95	452
Осиновское м-ние, порфировидный гранит, вмещающий грейзены и кварцевые жилы, по биотиту	6,37	323
Там же, кварцево-мусковитовый грейзен, по мусковиту	8,10	305
» » » » »	7,90	288
Кл. Иванов, гибридизированный гранит	3,23	447
Водораздел между рч. Н. Кача и с. Кордон, биотито-роговообманковый диорит	1,94	365
Дер. Сосновка, двуслюдяной гнейсо-гранит	4,25	290
Пос. Погорелка, давленый биотитовый гнейс	3,90	220
Г. Теплуха, мусковитовый гнейс	3,98	252, 270
Дер. Осиновка, мусковитовый гнейс	1,55	325
Водораздел руч. Татарского и рч. М. Белокуриха, гнейс	1,76	409
К югу от с. Даниловка, биотито-роговообманковый гранодиорит	2,75	440
Дер. Осокино, биотито-роговообманковый гранодиорит	4,15	450
С. Кордон, биотитовый гнейс	2,4	547
С. Даниловка, гранодиорит	2,15	700
Там же, биотитовый сланец		745
Рч. Б. Поперечная, кл. Зелененький, биотитовый сланец		715
Водораздел руч. Татарского и Большого, роговообманково-биотитовый сланец	1,57	750
Р. Кузнецовка, биотитовый сланец	1,90	765
Там же, биотитовый сланец	2,65	720
Правый борт долины р. Поперечная, между г. Ягодной и с. Россоши, биотитовый гранит	3,70	290
С. Россоши, гранит		259*, 284*
» »		303*
Г. Бубырган, гранит-порфир	3,45	347

\* Определения выполнены в лаборатории ЗСГУ.

ты, слагающие западную и центральную части Белокурихинского массива, несомненно, внедрялись позднее гранодиоритов (Чернов, 1965). Они так же, как и последние, прорывают и метаморфизируют фаунистически характеризованный нижний силур и эффузивно-осадочные породы, относимые к эйфельскому ярусу среднего девона. Исходя из этого, ясно, что они не могут быть древнее 360 млн. лет, но относительно верхнего предела их возраста данных нет. Большинство исследователей относит их к калбинскому (пермскому) интрузивному комплексу, возраст которого определяется тем, что порфирировидные граниты Калбинского хребта в Рудном Алтае рвут фаунистически охарактери-

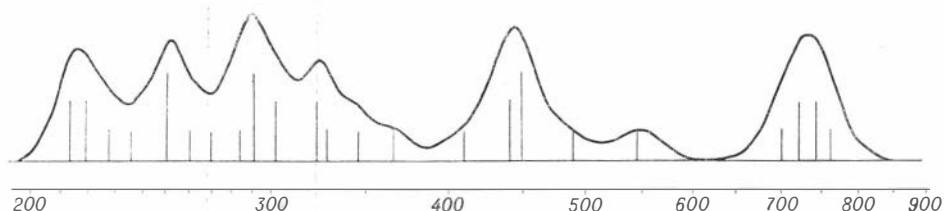


Рис. 34. Гистограмма возраста пород Белокурихинского интрузивного массива в Горном Алтае.

зованный карбон. Ряд исследователей (Никольская, Трофимов, 1963, и др.) считают их позднедевонскими. Опираясь на данные абсолютного возраста и учитывая, что пегматиты обычно менее чувствительно реагируют на всякого рода метаморфизирующие влияния, Г. А. Чернов считает возможным оценить возраст порфирировидных гранитов в 260 млн. лет, тем самым подтверждая верхнепалеозойское (пермское) время их формирования. Все остальные, более высокие значения возраста, которые, как правило, получены по пробам из краевых частей массива, насыщенных ксенолитами кровли, он рассматривает как удревленные.

Мы не оспариваем удревление возраста некоторых пород Белокурихинского массива по отношению к действительному их возрасту. В принципе оно возможно, особенно если учесть указания Г. Д. Афанасьева и других (1962) о том, что при некоторых изменениях слюды могут давать удревленные значения возраста. Кроме этого, в последнее время экспериментальными исследованиями (Герлинг и др., 1965; Карпинская и др., 1965) показано, что в определенных условиях при повышенной концентрации аргона последний может захватываться кристаллизующимися калийсодержащими минералами (мусковитом, биотитом, пироксеном, оливином, амфиболом и др.) и тем самым обуславливать искажение возраста в сторону его завышения. Таким образом, вероятность удревления возраста за счет захвата радиогенного аргона 40, выделившегося в процессе разогрева или расплавления древних пород при формировании магматического очага, не противоречит современным представлениям. Если это так, то, по-видимому, принцип, высказанный Н. И. Полевой в ряде ее работ и заключающийся в том, что при определении возраста калий-аргоновым методом наиболее древние значения возраста (из полученных по одному и тому же объекту) лучше всего отвечают его действительному возрасту, не всегда оправдывается. Устанавливаемое на примере Белокурихинского массива удревление возраста пород по сравнению с действительным, на наш взгляд, имеет большое принципиальное значение и детальнее будет рассмотрено в специальной главе. До последнего времени при геологической интер-

претации получаемых калий-аргоновым методом цифр возраста никем не учитывалась возможность их удреждения; обсуждению подвергались только явления омоложения, что, по-видимому, встречается чаще. В то же время сам факт удреждения возраста свидетельствует в пользу того, что становление интрузивного массива шло на фоне переработки пород, в которых формировался магматический очаг. Таким образом, анализ радиологических данных, подкрепленный структурными, петрологическими и петрохимическими исследованиями, может позволить более полно познать не только послемагматическую историю интрузивного тела, но и условия и характер формирования магматического очага.

Заканчивая на этом рассмотрение конкретного материала по возрасту Белокурихинского массива, мы считаем необходимым сделать некоторые замечания к геохронологической схеме последовательности формирования его пород.

Учитывая, что на гистограмме, обобщающей результаты радиологических исследований Белокурихинского массива (см. рис. 34), древние значения возраста, определенные по кристаллическим сланцам и гнейсам, образуют четко выраженный изолированный максимум, нам кажется правильнее считать, что они характеризуют время одного из этапов метаморфизма толщ нижнего структурного этажа. Это позволяет высказать предположение, что в пределах Белокурихинского массива вскрываются реликты докембрийских пород с возрастом их метаморфизма древнее 750 млн. лет.

Для гранодиоритовой интрузии удреждение, по-видимому, действительно имеет место. В одном случае для белокурихинского гранодиорита был определен древний возраст 700 млн. лет. Близкий возраст 650 млн. лет был установлен для гранодиорита Майминского массива и 600 млн. лет для биотита из шпильки в гранитоиде того же массива. Казалось бы, что эти цифры должны свидетельствовать в пользу древнего докембрийского возраста этих гранитоидов. Однако поскольку известно, что Майминский массив прорывает отложения нижнего — среднего кембрия, о докембрийском его возрасте говорить не приходится. Скорее всего эти древние возрастные значения надо рассматривать как пример значительного удреждения. В то же время оценивать время формирования гранодиоритовой интрузии по самому «молодому» значению — 365 млн. лет, полученному по валовой пробе, как это делает Г. А. Чернов, вряд ли справедливо. Взаимоотношения гранодиоритов с девонскими отложениями неясны. Достоверным является только то, что гранодиоритовая интрузия прорывает и метаморфизует нижнесилурийскую подчагырскую свиту, содержащую фауну *Favosites javosus* Gold и других табулят и претерпевшую складчатость в доинтрузивный период. Учитывая это, формирование гранитоидов, по-видимому, правильнее связывать с заключительными стадиями таконской фазы каледонской складчатости, датируя ее возрастом около 400 млн. лет. Нам представляется также, что, основываясь на данных по возрасту слюд из грейзеновых образований (323—288 млн. лет), было бы правильным верхнюю возрастную границу интрузии порфиридных гранитов оценивать цифрой порядка 320 млн. лет, что подтверждается и данными гистограммы для пород Белокурихинского массива (см. рис. 34). При этом предположение о наличии удрежденных значений остается в силе.

В северо-восточной части Горного Алтая, в пределах Уйменской депрессии, расположены крупнейшие гранитные массивы: Саракокшин-

ский и Турочакский, разделенные в районе р. Иша 8-километровой перемычкой осадочных пород нижнего ордовика и порфиринов кембрия. К югу от этих массивов известно большое число мелких тел гранитоидов. Турочакский массив в центральной части сложен нормальными гранитами, а в периферийных частях и, в частности, по южному краю — щелочными биогитовыми гранитами, частично порфиридовидными, аляскитовыми пегматоидными гранитами, граносиенитовыми интрузивными порфирами, диоритами и диорит-порфирами. В северной и западной частях Саракокшинского массива наблюдаются те же породы. В южной половине Саракокшинского плутона и по восточному его краю выходят существенно плагиограниты, гранодиориты, трондьемиты, диориты, гранит-порфиры. Близ восточного контакта отмечаются габбро, пироксениты и амфиболиты.

Близость расположения, приуроченность к одной структурной зоне и общность петрографического состава указывают на то, что Турочакский и Саракокшинский массивы представляют собой части единого плутона.

По вопросу о возрасте интрузий были высказаны различные мнения. Одни исследователи предполагали их додевонский возраст, другие связывали их с поздними этапами развития каледонской геосинклинали. Наконец, ряд исследователей турочакские и саракокшинские гранитоиды сопоставляли со змеиногорским или калбинским интрузивными комплексами Рудного Алтая. Разногласия в оценке возраста прежде всего связаны с тем, что рассматриваемые массивы представляют собой сложные интрузивные тела, формирование которых протекало в несколько разновозрастных этапов.

Наиболее древними являются габбро-плагиограниты, выходящие в южной и восточной частях Саракокшинского массива. Верхняя возрастная граница этой интрузии определяется тем, что в конгломератах базальных слоев тремадока в бассейне р. Б. Иша, залегающих на отложениях кембрия с санаштыкгольской фауной, галька представлена породами габбро-плагиогранитного комплекса (серыми гранодиоритами, трондьемитами, гранодиорит-порфирами, аплитовидными гранодиоритами и другими породами). По данным В. С. Домарева и Е. Б. Высокоостровской (1961), петрографические и геохимические сопоставления показали близкое сходство пород гальки с породами Саракокшинского массива. Нижняя возрастная граница этой интрузии, по данным В. С. Домарева и Е. Б. Высокоостровской (1961), определяется тем, что интрузия габбро-плагиогранитов метаморфизует вулканогенно-осадочные толщи среднего кембрия. А. Ф. Белоусов (1956), основываясь на находке им гальки аляскитовых гранитов в конгломератах среднего кембрия в бассейне р. Б. Иша, а Ж. Д. Никольской — гальки тех же гранитов и крупнозернистых гранодиоритов в конгломерато-сланцевопесчаной толще с верхнекембрийскими трилобитами *Glyptagnostus* sp. по р. Кульбич, высказал предположение, что внедрение гранодиоритовой интрузии имело место в нижнем кембрии или, самое позднее, на границе нижнего и среднего кембрия. Он считает, что субвулканические фации этой интрузии размывались еще во время отложения слоев с санаштыкгольской фауной, а к началу ордовика были вскрыты денудацией уже глубокие части интрузивных тел.

Для пород габбро-плагиогранитной интрузии определения абсолютного возраста отсутствуют. Возраст гальки из тремадокских конгломератов, метаморфизованных последующими внедрениями гранитной магмы, определен в 395 млн. лет, что подтверждает нижнепалеозойский возраст первичных пород.

Более сложным оказывается вопрос о возрасте интрузии гранитоидов, слагающих основную часть Турочакского и Саракокшинского массивов. Несомненным является их послеордовикский возраст. Они метаморфизуют породы габбро-плагиогранитного комплекса и интенсивно ороговиковывают и скарнируют кембро-ордовикские отложения. В ордовикских конгломератах галька этих гранитоидов отсутствует. Верхняя же возрастная граница их оценивается исследователями по-разному. Данные по взаимоотношению пород интрузии с вмещающими вулканогенно-осадочными породами разноречивы. В. С. Домарев и Е. Б. Высокоостровская (1961) считают, что не только гранитоиды Турочакского и Саракокшинского массивов, но все гранитоиды Уйменской депрессии не прорывают пород моложе среднего девона. Основываясь на этом представлении и исходя из положения о направленном закономерном развитии Горного Алтая, согласно которому геосинклинальное развитие восточной части Горного Алтая, начавшееся в конце протерозоя, закончилось к верхнему девону образованиями, типичными для переходных от геосинклинальных зон к платформенным, ряд исследователей относят гранитоиды Уйменской депрессии к доверхнедевонским образованиям (Домарев и др., 1961; Никольская, Трофимов, 1963; Высокоостровская и др., 1963; и др.). При этом В. С. Домарев и Е. Б. Высокоостровская (1959) считают биотитовые и биотит-роговообманковые граниты досреднедевонскими, а гранит-порфиры среднедевонскими, непосредственно связанными с эффузивными толщами этого времени.

Е. П. Зайченко (1953, 1955, 1956), изучавшая гранитоиды Турочакского и Айского массивов, считает, что со среднедевонскими эффузивами пространственно тесно связан более древний, граносениитовый, комплекс. Второй комплекс, представленный широко распространенными в массивах однообразными по составу гранитами, Е. П. Зайченко относит к последевонским, герцинским, образованиям. Породы этого комплекса ороговиковывают и скарнируют не только граносенииты первого комплекса, но и эффузивно-осадочные породы девона, содержащие конгломераты с гальками последнего. Еще ранее Г. М. Саранчина (1934) и А. А. Меняйлов (1937) верхним возрастным пределом интрузий считали нижний карбон. Прорыв гранитоидами Саракокшинского массива верхнедевонских отложений тарболинской и учальской свит отмечался В. М. Сенниковым и другими (1960).

В. П. Нехорошев (1958), учитывая, что гранитоиды рассматриваемых массивов имеют активный контакт с верхнедевонскими отложениями, а связанное с ними редкометальное оруденение отвечает таковому калбинским массивов, отнес турочакские и саракокшинские гранитоиды к позднегерцинским образованиям. С позднегерцинским же магматизмом А. С. Митропольский (1965) связывает формирование интрузий тускульского комплекса гранитоидов южной части Уйменской депрессии, прорывающих дислоцированные отложения учальской и уйменской свит верхнего девона.

Таким образом, фактический материал разных исследователей указывает на принадлежность гранитоидов Турочакского и Саракокшинского массивов скорее к герцинским, последевонским, нежели к каледонским (досреднедевонским или среднедевонским) образованиям.

Для гранитоидов Турочакского и Саракокшинского массивов выполнен ряд определений возраста калий-аргоновым методом различными лабораториями (см. табл. 62). Для гранитов Саракокшинского массива возраст определен в интервале 360—315 млн. лет, для гранита Турочакского массива получены практически те же цифры (350—

310 млн. лет). Эти данные достаточно убедительно свидетельствуют в пользу одновозрастности гранитов Саракокшинского и Турочакского массивов и позволяют оценить время их формирования в интервале 360—320 млн. лет. В тех же возрастных интервалах определяется возраст Березовского гранитного массива (370 млн. лет), Сросткинского (320 млн. лет), Бубырганского (350 млн. лет), Айского (340 млн. лет), Талицкого (360—320 млн. лет), порфиридных гранитов Ак-Алахинского (350—310 млн. лет), Белокурихинского (320 млн. лет) и Убино-Белоречинского (350 млн. лет) массивов, мусковита из грейзена Калгутинского месторождения (350 млн. лет). По биотиту и амазониту из пегматитов Коровихинского массива определен возраст 360 и 350 млн. лет соответственно. Тот же возраст при исследовании уран-торий-свинцовым методом дали поликраз ( $T_{\frac{Pb-206}{U-238}} = 390$  млн. лет;  $T_{\frac{Pb-207}{U-235}} = 370$  млн.

лет) и монацит ( $T_{\frac{Pb-206}{U-238}} = 360$  млн. лет;  $T_{\frac{Pb-207}{U-235}} = 370$  млн. лет) того же

Коровихинского массива. Хотя имеющиеся единичные значения возраста по перечисленным гранитным массивам не раскрывают отдельных особенностей их формирования, тем не менее они указывают на принадлежность их к единому тектоно-магматическому циклу. Время же их формирования на основании приведенных данных может быть датировано сравнительно узким интервалом — 360—340 млн. лет. Таким образом, подмеченное ранее сходство петрологических и металлогенических особенностей Саракокшинского, Турочакского, Талицкого, Калгутинского и других массивов подтверждается радиологическими данными, устанавливающими синхронность их образования. В то же время представление о принадлежности их к калбинскому интрузивному комплексу не подтверждается радиологическими данными. Согласно последним они формировались не в пермское время, а в конце верхнего девона — начале нижнего карбона и поэтому скорее всего синхронны со змеиногорским комплексом Рудного Алтая.

Того же возраста или несколько более древними являются гранитоиды ряда массивов Сайлюгемского хребта (Тархаттинского, Жан-Едынгуйского, Тобелерского и др.). Возраст их геологическими данными точно не устанавливается. Одни исследователи считают их досилурийскими, другие — посленижнесилурийскими, наконец, третьи — среднедевонскими. В контакте Тархаттинского массива породы туройской серии нижнего — среднего ордовика превращены в кварц-кордиерит-гиперстен-биотитовые, кварц-биотитовые и другие роговики. Имеются указания, что граносиениты этого массива прорывают отложения нижнего девона. Этими данными определяется нижняя возрастная граница Тархаттинского и других сходных массивов — они моложе нижнего девона. Верхняя возрастная граница их нигде не установлена. Радиологическими данными, хотя и немногочисленными, уточняется возрастное положение массивов этого региона. Так, по биотиту из граносиенита Тархаттинского и Жан-Едынгуйского массивов определен возраст 380 млн. лет, а по валовой пробе из аляскитового гранита Тобелерского массива — 370 млн. лет. Приведенные данные позволяют говорить о среднедевонском возрасте этих массивов. Однако если учесть, что такие же цифры в ряде случаев были получены и для рассмотренной выше группы массивов, то их можно расценивать как статистический разброс, а сами массивы по возрасту отнести к верхнедевонскому — нижнекарбонному интрузивному комплексу.

Позднепалеозойские интрузии (карбон — пермь) пользуются в Горном Алтае широким распространением. Это особенно наглядно подтверждается гистограммой (рис. 35), на которой именно этому времени соответствует самый высокий и самый широкий максимум. Наиболее широко они проявились в Ануйско-Чуйской структурно-фациальной зоне и в юго-западной части Горного Алтая.

В Ануйско-Чуйской структурно-фациальной зоне типичными для позднепалеозойского этапа магматизма считаются гранитоидные массивы яломанского комплекса центральной части Горного Алтая: Яломанский, Кадринский, Чикетаманский, Кувашский, Шебалинский, Усть-Аргутский и др. О возрасте этих массивов до последнего времени единого мнения нет. Ю. А. Кузнецов (1939) считал, что формирование их связано с судетской фазой герцинского тектогенеза. В. А. Кузнецов (1957; 1960) сопоставил их с массивами змеиногорского комплекса Рудного Алтая, а некоторые исследователи относили их даже к среднедевонским образованиям, сравнивая с сютхольским гранитоидным комплексом Тувы, относимым ими также к девону. В последнее время эти массивы были исследованы А. Н. Кононовым (1964), установившим, что их формирование происходило длительное время и проявилось в четыре фазы. Первая фаза представлена кварцевыми диоритами, вторая — гранодиоритами, третья — гранитами и четвертая — аляскитами. В составе каждой фазы имеются гиб-

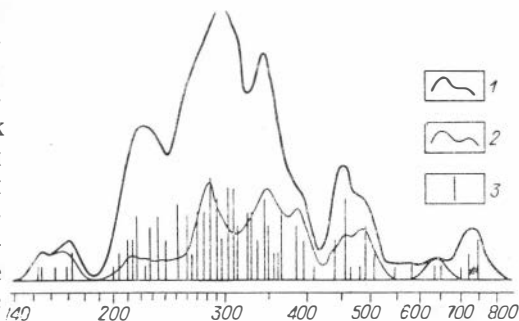


Рис. 35. Гистограмма возраста интрузивных пород Горного Алтая.

1 — при учете всех имеющихся значений возраста; 2 — при учете значений возраста по слодам; 3 — показатель значения возраста.

ридные разности и продукты дифференциации расплава на месте становления. Породы этих массивов имеют активный контакт с отложениями кембро-ордовика, силура, нижнего и среднего девона. Если судить по результатам определений возраста, выполненным лабораторией ЗСГУ (табл. 64), то калбинский возраст яломанского комплекса радиологическими данными подтверждается полностью. А. Н. Кононов, анализируя эти данные, приходит к выводу, что формирование яломанского интрузивного комплекса протекало на протяжении всей перми, а закончилось в заключительные стадии герцинского тектоно-магматического цикла в нижнемезозойское время. На границе карбона и перми (300 млн. лет) внедрялись кварцевые диориты первой фазы. Внедрение гранодиоритов второй фазы протекало в среднепермское время (260 млн. лет), гранитов третьей фазы — в конце перми (250 млн. лет). Возраст же аляскитов четвертой фазы определен в 225 млн. лет, что отвечает нижнетриасовому времени.

Нам кажется, что на ограниченном материале, полученном при определении возраста в основном по валовым пробам, оценивать возраст отдельных фаз по крайней мере неосторожно, и трудно предполагать, что формирование яломанского комплекса протекало в течение 80 млн. лет. На основании этих данных можно только утверждать, что верхняя возрастная граница формирования яломанского комплекса датируется цифрой около 300 млн. лет.



Нами по пробам Чикетаманского, Шебалинского и Онгудайского массивов получены более древние цифры возраста (см. табл. 62). Так, по аплиту из мощной дайки в приконтактовой зоне Шебалинского массива определен возраст 455 млн. лет, а по полевошпатовой фракции гранита — 230 млн. лет. Последняя цифра близка к тем, которые получены лабораторией ЗСГУ по валовым пробам. Однако поскольку жильные образования (аплиты, пегматиты и т. п.) менее чувствительны к наложенным процессам, возраст, полученный по аплиту, может ближе отвечать времени формирования массива. Для Чикетаманского массива

Таблица 64

**Абсолютный возраст позднепалеозойских гранитоидов  
центральной части Горного Алтая\***

Место взятия и характеристика проб	Геологический возраст (Фаза)	Абсолютный возраст, Млн. лет
Чикетаманский массив, р. М. Ильгумень, в 7 км от устья, кварцевый диорит . . .	I	303
То же, по биотиту . . . . .		280
Р. Урсул, против устья р. Улета, гранодиорит	II	262
Кадринский массив, около с. Купчегень, гранодиорит . . . . .	III	317
Там же, гранит . . . . .	III	219
Яломанский массив, приустьевая часть р. Б. Яломан, гранит . . . . .	III	236—299
То же, по биотиту . . . . .		252
Кувашский массив, правый борт р. Н. Ширгайта, в 5 км от устья, гранит . . . . .	III	280
Там же, аляскит . . . . .	IV	225

\* По данным лаборатории ЗСГУ.

по биотиту из гранита получен возраст 412 млн. лет, а по полевошпатовой фракции того же гранита — 331 млн. лет. По граниту Онгудайского массива определен возраст 317 и 356 млн. лет. Ясно, что приведенные данные в силу своей малочисленности не позволяют делать каких-либо категорических выводов, но и не исключают предположения о несколько более древнем возрасте, чем это считает А. Н. Кононов, хотя бы некоторых массивов, объединяемых в яломанский интрузивный комплекс.

В юго-восточной части Горного Алтая, уже в западно-саянских структурах, к пермским интрузивным образованиям относятся Таштыузекский, Богутинский, Юстыдский и другие гранитные массивы. Предполагается, что все они представляют собой купол единого баголита, внедрившегося в осадочную толщу Юстыдского прогиба.

С гранитами Таштыузекского массива на западе контактируют породы богутинской свиты (верхи франского и фаменский ярус), а на востоке — породы верхней подсвиты барбургазинской свиты (франский ярус). Кроме того, граниты Юстыдского массива прорывают дислоцированные отложения фаменского яруса (Михалева, 1961), что бесспорно доказывает последовонский возраст этой группы массивов.

Для пород Таштыузекского массива имеется ряд определений возраста. По валовым пробам возраст биотитовых гранитов определяется в 230, 243, 247 млн. лет. По биотиту из порфировидных гранитов южной части массива (вершина левого истока р. Бар-Бургаза) получена цифра возраста 295 млн. лет, а по биотиту из кварцево-турмалиновой

шлиры в порфиридовидном граните — 278 млн. лет. Для Барбургазинского массива известно возрастное значение в 313 млн. лет. Для гранитов Юстыдского массива К. Н. Вифанский, Е. Б. Высокоостровская, В. С. Домарев (1958) приводят значения возраста в пределах 230—250 млн. лет. По аляскитовому граниту Аксайского массива, расположенному в Сайлюгемском хребте, нами получено значение возраста 270 млн. лет. Анализируя эти данные, нетрудно прийти к выводу, что возраст верхнепалеозойских гранитных массивов юго-восточной части Горного Алтая должен оцениваться в 290—300 млн. лет, чем уверенно определяется их синхронность с калбинским интрузивным комплексом.

Имеющимися данными по определению абсолютного возраста подтверждаются наличие позднепалеозойских (калбинских) гранитоидов и в Южно-Чуйском хребте. Так, по биотитовому граниту Карасукского массива установлен возраст 295 млн. лет, возраст дайки лейкократового гранита в истоках р. Чикта определен в 282 млн. лет, а по мусковиту из пегматита р. Чикты — 288, 298 млн. лет, по плагиограниту, прорывающему силурийскую толщу в бассейне р. Карагем, — 283 млн. лет.

В табл. 65 приведены некоторые данные по абсолютному возрасту гранитоидных пород Иртышской зоны смятия Рудного Алтая, где позднепалеозойский магматизм проявлен особенно широко и геологически устанавливается достаточно уверенно. Возрастными данными охарактеризованы интрузии, относимые как к змеиногорскому, так и к калбинскому интрузивным комплексам.

Для интрузий змеиногорского комплекса четко выделяется две группы возрастных значений: 380—330 и 310—280 млн. лет, для интрузий калбинского комплекса три группы: 310—290, 280—240 и 210—190 млн. лет. Судя по этим данным, а также по характеру гистограммы (рис. 36), возраст интрузий змеиногорского комплекса следует оценивать цифрой 360 млн. лет, а возраст интрузий калбинского комплекса — в интервале 270—300 млн. лет. Учитывая двухвершинное строение максимума, можно предполагать, что интрузии калбинского комплекса формировались в две фазы: около 300 и около 270 млн. лет назад. Наличие для интрузий змеиногорского комплекса значений возраста 310—280 млн. лет, отвечающих времени формирования калбинского комплекса, указывает на то, что змеиногорские интрузии подверглись частичному омоложению под воздействием палеозойских процессов калбинского времени. Сравнение гистограмм возраста интрузивных пород Горного (см. рис. 35) и Рудного Алтая (см. рис. 36) показывает, что как в том, так и в другом регионе весьма интенсивный магматизм протекал в верхнепалеозойское время. В то же время в отличие от Рудного в Горном Алтае более интенсивно проявился среднепалеозойский (с возрастом 360 млн. лет) и нижнепалеозойский (с возрастом 460 млн. лет) магматизм. Последний для Рудного Алтая не установлен.

Наличие на гистограмме как Горного, так и Рудного Алтая пиков с максимумом около 220 и 200 млн. лет указывает на активизацию тектоно-магматических процессов в послегерцинское (раннемезозойское) время, обусловившую частичное омоложение ранее сформированных пород.

В свою очередь, сравнение гистограмм возраста интрузивных пород Горного Алтая и Кузнецкого Алатау (см. рис. 31) показывает, что в Кузнецком Алатау нижнепалеозойский магматизм проявился гораздо интенсивнее, чем в Горном Алтае. Наоборот, в средне- и верхнепалеозойское время в Горном Алтае интрузивный магматизм протекал весьма активно. В Кузнецком Алатау в это время интенсивность магматиз-

**Результаты определения возраста горных пород Иртышской зоны смятия  
(Рудный Алтай) калий-аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
<b>Калбинский интрузивный комплекс</b>		
Орловский массив, аляскит . . . . .	236	ВСЕГЕИ
Р. Курчум, устье р. Маралиха, пегматит . . . . .	240	”
Там же, лейкократовый мусковитовый гранит . . . . .	250	”
Верхне-Черемшанский массив, лейкократовый гранит . . . . .	242	”
Мало-Ульбинский массив, лейкократовый гранит, по биотиту . . . . .	268	”
Там же, порфиробластический гранит со сфеном, по биотиту . . . . .	277	”
Миролюбовский массив, биотитовый порфиробластический гранит . . . . .	260	”
Там же, по биотиту . . . . .	280	”
Там же, шпирообразное скопление биотита в порфиroidном граните . . . . .	258	”
То же . . . . .	324	”
Нарымский массив, биотитовый порфиroidный гранит . . . . .	266, 272	”
Там же, равномернозернистый гранит, по биотиту . . . . .	261, 270, 275	”
Там же, порфиробластический гранит, по биотиту . . . . .	307, 304	”
Саушинский массив, аплит среди обогащенных биотитом гранитов . . . . .	235	”
Там же, по биотиту . . . . .	266	”
Там же, равномернозернистый биотитовый гранит I фазы . . . . .	198	ЗСГУ
Там же, биотитовый порфиroidный гранит I фазы . . . . .	188	”
Там же, лейкократовый аплитовидный гранит II фазы . . . . .	195	”
Там же, аплитовидный гранит II фазы . . . . .	198	”
Там же, роговообманковый порфиroidный гранит III фазы . . . . .	215	”
Там же, аплитовидный гранит V фазы . . . . .	195	”
Амелихинский массив, контактово-перекристаллизованный гнейсо-гранит, относимый к девону, по биотиту . . . . .	308	ВСЕГЕИ
Там же, равномернозернистый гранит из ксенолита, по биотиту . . . . .	300	”
М-ние Карагда, мусковит из грейзена верхнего карбона — нижней перми . . . . .	293, 296	”
<b>Змеиногорский интрузивный комплекс</b>		
Межевский массив, гранит . . . . .	349	К. Г. Богданова (1963)
Там же, по биотиту . . . . .	385	”
М-ние Юбилейное, порфиroidный гранит, по биотиту . . . . .	361	ИГиГ СО АН СССР
Пос. Кайчилик, пегматоидный гнейсовидный гранит нижнепротерозойского возраста . . . . .	295	ВСЕГЕИ
Пос. Черногорка, биотитовый гнейсовидный гранит того же возраста . . . . .	305	”
Пос. Согра, пегматоидный гнейсовидный гранит того же возраста . . . . .	310	”
Березовское м-ние, биотитовый гнейсовидный гранит того же возраста, по биотиту . . . . .	332	”
Красношешонаихинский массив, г. Белый камень, гибридный кварцевый диорит намюрского возраста, по биотиту . . . . .	382	”

Место взятия и характеристика проб	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Там же, гранодиорит . . . . .	290	ВСЕГЕИ
Боровляновский массив, адамеллит, по биотиту	309	"
Нижне-Черемшанский массив, андезиновый гранит . . . . .	282	"
Горы Сары-Тау, андезиновый гранит . . . . .	285	"
Нижне-Черемшанский массив, андезиновый гранит, по биотиту . . . . .	288	"
Там же, гранодиорит, по биотиту . . . . .	331	"
Белоусовское м-ние, адамеллит . . . . .	300	"
Г. Круглая, плагиоклазовый гнейсо-гранит (девон) . . . . .	364	"

ма резко спадала и в верхнепалеозойское время он здесь почти не проявлялся.

Подтверждаемое радиологическими данными широкое развитие в пределах Горного Алтая герцинских гранитоидных интрузий, синхронных главным всплескам интрузивного магматизма Рудного Алтая, не противоречит современным представлениям о характере геологического развития этой территории в палеозойское время. Работами В. А. Кузнецова и других (1964, 1967 и др.) показано, что представления ряда исследователей, рассматривавших Горный Алтай как производное одного каледонского цикла развития (Домарев, 1963, Никольская, 1965, и др.), не соответствуют имеющемуся фактическому материалу. В настоящее время Горный Алтай правильнее рассматривать как область направленного полициклического развития, пережившую каледонский (салаиро-каледонский по В. А. Кузнецову) и герцинский геосинклинальные этапы. В связи с этим в его пределах «на производные практически полного цикла салаирско-каледонского магматизма накладываются производные полного герцинского тектономагматического цикла» (Кузнецов В. А. и др., 1963).

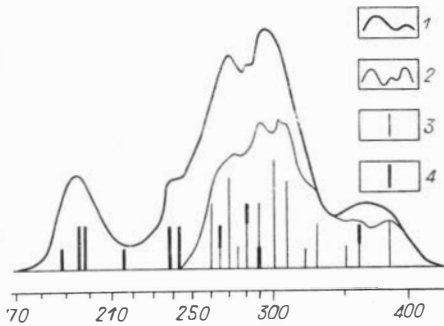


Рис. 36. Гистограмма возраста интрузивных пород Иртышской зоны смятия Алтая:

1 — при учете всех имеющихся значений возраста, 2 — при учете значений возраста по слюдам, 3 — значения возраста по слюдам, 4 — значения возраста по полевым шпатам или породе в целом.

## ДАнные по абсолютному возрасту пород Фундамента Западно-Сибирской низменности

Фундамент Западно-Сибирской низменности сложен дислоцированными палеозойскими и частично докембрийскими отложениями, прорванными разнообразными по составу и возрасту изверженными породами. Породы фундамента перекрыты мощной (местами более 4 км) толщей мезозойских и кайнозойских отложений. Из-за глубокого залегания фундамента Западно-Сибирской низменности на большей части ее территории возрастное расчленение пород фундамента затруднено. Стратиграфическое положение пород, вскрываемых под мезозойским чехлом буровыми скважинами, как правило, определяется по литологическому и петрографическому сходству с образованиями, изученными в обнаженной части складчатого обрамления низменности. В связи с этим нередко возникают разногласия в оценке стратиграфического и тектонического положения вскрываемых пород — отсюда естественно желание найти объективные методы определения возраста пород, находящихся на большой глубине. Среди таких методов радиологические могут и должны играть решающую роль.

Вместе с тем до последнего времени радиологическими исследованиями пород фундамента и мезокайнозойского чехла Западно-Сибирской низменности почти никто не занимался. Нами были осуществлены первые определения возраста глауконитов из верхнемеловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирского железорудного бассейна (Клярковский и др., 1961), а в последнее время по просьбе Тюменского и Новосибирского геологических управлений выполнены определения возраста калий-аргоновым методом по породам фундамента, вскрытым буровыми скважинами в южной и северо-западной (приуральской) частях Западно-Сибирской низменности. Часть этих материалов уже была опубликована (Карагодин, Клярковский, Погорелов, 1965).

### ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПОРОД Фундамента южной части Западно-Сибирской низменности

На материале Новосибирского геологического управления нами выполнено шесть определений возраста калий-аргоновым методом для пород фундамента, вскрытых газонефтепоисковыми скважинами на глубине более 2000 м в пределах Межевской, Большеречинской, Чебулинской площадей и в районе с. Нарым (рис. 37). В связи с недостаточностью кернового материала и весьма низким содержанием в породе биотита (или полным его отсутствием) определение возраста велось по породе в целом. Только из одной пробы гранита (Межевская площадь, скв. 2р) удалось выделить достаточное количество биотита хорошей сохранности, по которому и было выполнено определение возраста. Результаты приведены в табл. 66.

По имеющимся геологическим и геофизическим данным, фундамент в этой части низменности сложен эффузивно-осадочными породами девонского возраста в западной части и девон-каменноугольного

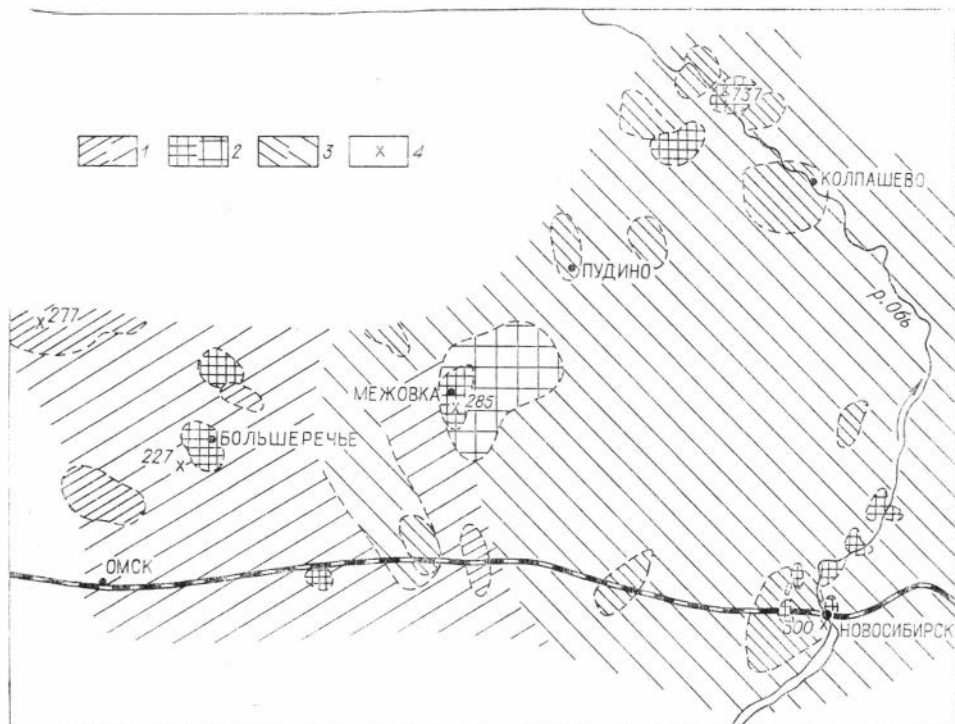


Рис. 37. Схема распределения точек определения абсолютного возраста пород фундамента Западно-Сибирской низменности.

1 — эффузивно-осадочные породы девона, 2 — нерасчлененные эффузивно-осадочные породы девона и карбона, 3 — интрузии гранитов и гранитоидов, 4 — места отбора образцов на определения абсолютного возраста (цифрой показан абсолютный возраст породы).

возраста — в восточной части площади. Среди эффузивно-осадочных пород глубокими скважинами вскрыты граниты и гранитоиды, предположительно относимые к герцинскому этапу магматизма.

По альбитофирам и кварцевым кератофирам, вскрытым в пределах Большееречинской и Чебурлинской площадей, получено значенное возраста 227 млн. лет для обеих, а возраст биотита из гранита, вскрытого скважиной на Межевской площади, определенлся в 285 млн. лет. Полученные цифры позволяют достаточно уверенно говорить о пермо-карбонном возрасте исследованных гранитоидных тел. При этом следует обратить внимание на то, что возраст гранита, вскрытого на Межевской площади, определенный по биотиту (285 млн. лет), хорошо совпадает с установленным нами ранее возрастом гранита (300 млн. лет), обнажающегося в районе Новосибирска, а севернее уходящего под покров мезокайнозойских отложений низменности. Новосибирский гранитный массив прорывает верхнедевонские и нижнекаменноугольные сланцы, и позднепалеозойский возраст его не вызывает сомнений. Более молодые цифры возраста, полученные нами для кварцевого кератофира Чебурлинской площади (227 млн. лет) и альбитофира Большееречинской площади (227 млн. лет), вероятно, являются несколько омоложенными.

Совершенно особняком стоят цифры возраста гранодиорита, вскрытого на глубине 2500 м скважиной 1р, пробуренной в районе с. Нарым. Два параллельных определения одной пробы дали цифры 732 и 742 млн. лет, показывающие верхнепротерозойский возраст этих

**Результаты определения абсолютного возраста пород  
из фундамента Западно-Сибирской низменности калий-аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проб	Содержан. калия, %	Удельное содер- жан. радиоген- ного аргона $H$ , $млн^{12}$	Возраст, млн. лет
Большеречинская площадь, скв. 3р, альбитофир	3,00	0,02742	227
Чебурулинская площадь, скв. 5р, глубина 2145 м, кварцевый кератофир	4,20	0,04771	227
Межовская площадь, скв. 2р, глубина 2118 м, биотит из гранита (гранит прорывает оса- дочные отложения девона)	5,85	0,06843	285
Там же, скв. 3р, глубина 2315 м, гранит, по по- левому шпату	—	—	202*
Томская обл., с. Нарым, скв. 1р, глубина 2500 м, гранодиорит	3,00	0,1017 0,09990	742 732
Гор. Новосибирск, карьер Борок, Новосибирский гранитный массив	5,00	0,0600	300

\* ● определение выполнено в лаборатории СНИИГГИМСа

гранодиоритов. Аналогичный возраст (750 млн. лет) недавно был определен для гранита, поднятого с глубины 2106—2114 м из нагорнинской скважины 1р (правый берег Иртыша, ниже устья р. Ишим на 10—15 км).

Делать какие-либо выводы из этих единичных определений пока преждевременно, но можно ожидать, что среди палеозойских структур фундамента низменности есть приподнятые блоки нижнего структурного этажа.

### **АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ ПОРОД ФУНДАМЕНТА ПРИУРАЛЬСКОЙ ЧАСТИ НИЗМЕННОСТИ**

Северо-западная часть Западно-Сибирской низменности изучена лучше, чем другие ее части. В связи с открытием и дальнейшими поисками промысловых залежей газа там пробурено большое количество скважин, вскрывающих фундамент. Однако строение его все еще слабо изучено. Почти полное отсутствие фаунистических остатков в породах, вскрываемых скважинами, затрудняет выяснение структурных и возрастных взаимоотношений пород. В то же время значение строения фундамента представляет большой интерес не только с теоретической, но и с практической точки зрения, ибо строением фундамента часто определяются тектонические особенности осадочного мезокайнозойского чехла, содержащего большие запасы нефти и газа, а во многих случаях (Березово, Чуэли, Игрим, Сысконсынья, Шаим и др.) породы фундамента сами являются нефтегазонасыщенными.

Для изучения истории формирования фундамента Западно-Сибирской низменности, сложенного в основном палеонтологически немymi породами, серьезное значение приобретают определения абсолютного возраста.

До наших исследований для описываемой территории известно было только два определения абсолютного возраста, выполненных в лаборатории ВСЕГЕИ для гнейса из керна первой Березовской опорной скважины (435 млн. лет) и в Лаборатории геологии докембрия

**Результаты определения возраста метаморфических пород приуральной части  
фундамента Западно-Сибирской низменности калий-аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проб	Содержан. калия, %	Удельное со- держан. ради- огенного ар- гона $N$ , $мл^3/г$	Воз- раст, млн. лет
Салехардовская скв. 18пр, глубина 350—352 м, биотит из кристаллического сланца . . . . .	7,12	0,0896	305
Там же, кристаллический сланец . . . . .	3,76	0,0518	331
Ярсалинская скв. 17кп, глубина 313—315 м, кристаллический сланец . . . . .	2,98	0,0418	337
Там же, концентрат темноцветных компонентов из кристаллического сланца . . . . .	1,30	0,0201	370
Сартыньинская площадь, скв. 161, глубина 1217,55—1221,9 м, биотитовый гнейс . . . . .	1,80	0,0274	371
Кугинская площадь, скв. 151, глубина 1254,55—1260,0 м, биотито-плагиоклазовый гнейс . . . . .	2,3	0,0310	346
Березовский р-н, скв. 13, глубина 1339,4—1344,4 м, биотитовый гнейс . . . . .	2,65	0,0404	372

АН СССР для гранитного прожилка из скважины 2р Березовской площади (205 млн. лет).

Нами на материале Тюменского геологического управления было проведено определение абсолютного возраста для 24 проб из пород фундамента, отобранных из керн скважин, пробуренных в различных структурно-фациальных зонах Нижнего Приобья и Березовского газоносного района. Результаты определений приведены в табл. 67, 68. Определение радиогенного аргона для одной части проб выполнялись объемным методом, для другой — методом изотопного разбавления.

Малое количество материала не позволяло выделить слюды, и поэтому почти все определения были сделаны прямо по породе. Таким образом, полученные значения характеризуют верхний возрастной предел изученных образований. Хорошая сходимость цифр позволяет предполагать, что полученные данные достаточно близко отвечают возрасту становления гранитных тел или времени метаморфизма вмещающих толщ.

Результаты определения абсолютного возраста по гнейсам и гранитам из различных структурно-тектонических зон Березовского газоносного района подтверждают предположение о принадлежности образований фундамента северо-западной части низменности к погребенной части уральской складчатой системы, формировавшейся в ордовике и среднем и верхнем палеозое (450—240 млн. лет).

Для кристаллического сланца и гнейса погребенной части Исетско-Салдинского поднятия определен абсолютный возраст в интервале 305—370 млн. лет (см. табл. 67). Тот же возраст (320—370 млн. лет) имеют и палеозойские регионально-метаморфизованные породы, но уже во вскрытой в пределах Среднего Урала части того же Исетско-Салдинского антиклинория (Овчинников, 1963). Хорошая сходимость возрастных значений свидетельствует о поражении среднепалеозойским региональным метаморфизмом пород восточного склона Урала на широкой площади. Региональный метаморфизм сопровождался вторжением гранитных пород, что подтверждается возрастом (350 млн. лет) гранита, вскрытого Пашынской скважиной 261. По мнению М. А. Гаррис (1963), на Южном Урале формирование Восточно-Уральского синклинория также происходило в палеозойское вре-



**Результаты определения возраста гранитов из фундамента Приуральской части  
Западно-Сибирской низменности калий-аргоновым методом**

Место взятия и характеристика проб	Содержан. калия, %	Удельное со- держан. ради- огенного ар- гона N, мм <sup>3</sup> /г	Воз- раст. млн. лет.
Деминская площадь, скв. 19, глубина 1371—1375 м, гранит	4,50	0,0468	262
Азово-Мужинская площадь, скв. 4пр, глубина 870—875 м, гранит	3,05	0,0311	250
Там же, скв. 4р, глубина 869—872 м, гранит	3,20	0,0315	243
Анеевская площадь, скв. 220, глубина 1600—1602 м, гранит	3,70	0,0498	332
Куноватская площадь, скв. 10р, глубина 1656—1666 м, гранит	3,40	0,0366	263
Неримовская площадь, скв. 104, глубина 1452 м, гранит	4,80	0,0810	407
Чуэльская площадь, скв. 89, глубина 1746—1750 м, гранит	4,30	0,0813	452
Тонючинская площадь, скв. 3р, глубина 1713 м, гранит	3,78	0,0464	297
Там же, глубина 1710 м, гранит	3,62	0,0380	256
Пашынская площадь, скв. 261, глубина 1147—1151 м, гранит	3,50	0,0362	249*
Медведовская площадь, скв. 21пр, глубина 1019—1020 м, гранит	3,60	0,0514	350
Мартымынская площадь, скв. 96, глубина 1624—1628 м, гранит	2,88	0,0398	332
Там же, глубина 1628—1629 м, гранит	3,95	0,0424	263
Там же, скв. 2р, глубина 1746—1762 м, гранит	3,80	0,0456	293
Верхне-Копидинская площадь, скв. 11р, глубина 1861—1864 м, гранит	3,20	0,0385	293
Там же, скв. 12 р, глубина 1836—1837 м, гранит	2,90	0,0366	305
	3,65	0,0438	291

\* В лаборатории СНИИГГИМСа для калиевого полевого шпата из этого же гранита определен возраст в  $238 \pm 10$  млн. лет.

мя. По гранитам из скважины 220 Анеевской площади определен возраст 332 млн. лет. Из Зауральского Березовского антиклинория абсолютный возраст определялся по биотитовым гнейсам из Березовской скважины 13 (372 млн. лет) и из 1-й Березовской опорной скважины (435 млн. лет). Восточнее и, возможно, южнее пос. Березово метаморфические породы этого антиклинория имеют, вероятно, более древний, протерозойский — нижнепалеозойский, возраст. Основанием для такого предположения служат определения возраста гранитов Немировской скважины 104 (407 млн. лет) и Чуэльской скважины 89 (452 млн. лет). Скважина 89, вскрывшая, кроме гранита, мигматизированный биотитовый гнейс, позволяет датировать вмещающую гнейсовую толщу не моложе, чем низами ордовика.

Намечающаяся разновозрастность регионально метаморфизованных пород в антиклинории требует дополнительного изучения и объяснения. На Урале наличие зональности регионального метаморфизма в антиклинальных зонах поднятия отмечают В. М. Сергиевский, Л. Н. Овчинников и другие исследователи. Так, в зонах поднятий фундамента рассматриваемого района очень широко развиты гранитные тела, которые в большинстве случаев, вероятно, приурочены к ядрам структур второго и третьего порядка. Гранитные интрузии Восточно-Уральского синклинория (Пунгинский, Анеевский, Шоганский и др.), по-видимому, связаны с антиклинальными поднятиями второго порядка в этой синклинальной зоне. Возраст гранитов Анеевского массива из скважины 220 равен 332 млн. лет, что соответствует герцинскому времени.

Все граниты Урала, для которых определялся абсолютный возраст, А. А. Пронин (1963) объединил в четыре группы: докембрийскую (1500—1400 млн. лет), нижнепалеозойскую (500—445 млн. лет), среднепалеозойскую (380—340 млн. лет) и верхнепалеозойскую (290—235 млн. лет). Наибольшим распространением из них пользуются герцинские гранитоиды.

Полученные цифры абсолютного возраста гранитов Березовского района: 452, 407, 332, 296, 262, 250 млн. лет — подтверждают разновозрастность интрузий и принадлежность их к основным этапам палеозойского магматизма Урала по схеме А. А. Пронина.

Таким образом, данные по абсолютному возрасту пород складчатого фундамента северо-западной части низменности показывают, что изученная часть фундамента принадлежит к погребенным герцинским, а не к древнему щиту, как это предполагал В. П. Маркевич (1963; 1964).

---

## ГЛАВА X

### КОРРЕЛЯЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТОЛЩ СИБИРИ НА ОСНОВЕ РАДИОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Вопросы корреляции докембрия горного обрамления Сибирской платформы рассматривались в работах многих исследователей и были предметом обсуждения на различных совещаниях. При этом предлагались разные корреляционные схемы. Одной из наиболее полных является схема, принятая Новосибирским совещанием по стратиграфии позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока в 1965 г. Эта схема, как все предыдущие, построена на основе относительной геохронологической шкалы. Используемые в ней радиологические данные имели вспомогательное значение и привлекались с целью подтверждения последовательности выделяемых толщ.

Основываясь на имеющихся схемах корреляции докембрийских толщ Сибири и на материалах, полученных при анализе региональных данных по абсолютному возрасту, мы сделали попытку сопоставить возрастные положения выделяемых толщ сибирского докембрия, разместив их на геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении. Таким образом, нами получена новая корреляционная схема, которая отличается от более ранних тем, что, кроме обычных сведений об относительном возрасте и последовательности формирования осадочных свит, дает представление о продолжительности их формирования и длительности разделяющих их перерывов. Достоверность этой новой информации разная и в целом пока невелика. Вместе с тем нельзя не учитывать ее возрастающий объем и исключительную важность для геохронологии.

Из предыдущих глав видно, что при изучении сибирского докембрия радиологическими исследованиями охватывались главным образом метаморфические комплексы и интрузивные породы. Только небольшая часть возрастных данных, полученных в основном уран-торий-

свинцовым и рубидий-стронциевым методами, отвечает вероятному стратиграфическому возрасту толщ или возрасту их древнейшего метаморфизма. Основная же масса полученных возрастных значений отражает время разновозрастных этапов омоложения, проявившихся под влиянием наложенных геологических процессов, и поэтому в общем случае не может давать необходимую информацию о стратиграфическом возрасте рассматриваемых пород. В тех случаях, когда радиологические данные содержали информацию о времени первичного регионального метаморфизма или определяли действительный возраст интрузивных пород, прорывающих ту или иную толщу, представлялась возможность приблизиться к решению вопроса о стратиграфическом возрасте первичных толщ, поскольку они, естественно, древнее регионального метаморфизма и их возраст больше действительного возраста наиболее древних из прорывающих их интрузий. В последнем случае необходимо иметь в виду, что действительный возраст докембрийских интрузий, связанных с длительно раздвигающимися подвижными областями, наиболее надежно устанавливается применением комплекса методов: калий-аргонового, уран-торий-свинцового и рубидий-стронциевого.

Для слабо метаморфизованных терригенных и карбонатных толщ верхнего протерозоя сибирского докембрия имеется небольшое число довольно точных определений возраста по глаукониту. Так как абсолютный возраст сингенетичного глауконита определяет действительный возраст осадочных пород, мы при построении региональных геохронологических разрезов рассматривали толщи, охарактеризованные возрастными данными по глаукониту, как реперные. Особенно полно в этом отношении охарактеризованы верхнепротерозойские разрезы Оленекского поднятия и Учуро-Майского района. В Енисейском кряже, Восточном Саяне, Туруханском районе и Анабарском поднятии определения возраста по глаукониту выполнены только для отдельных толщ. Наличие разрезов с уверенно датированным стратиграфическим возрастом толщ, относящихся к разным частям рассматриваемой территории, позволяет достаточно объективно подойти и к оценке возраста толщ, для которых радиологические данные пока отсутствуют.

При недостаточной охарактеризованности толщ возрастными данными затруднительно установить начало и конец периода накопления осадков, представленных в реальном разрезе набором пород определенной эпохи литогенеза. Известно, что длительность каждого тектоно-седиментационного цикла ( $t_{\text{и}}$ ) складывается из времени литогенеза ( $t_{\text{л}}$ ), протекавшего на фоне преимущественного погружения территории, и времени континентального перерыва ( $t_{\text{к}}$ ), протекавшего на фоне преимущественного поднятия региона  $t_{\text{и}} = t_{\text{л}} + t_{\text{к}}$ . Смена этапов литогенеза перерывами в седиментации и размывом пород обуславливает прерывистость литологического разреза.

Начало каждого этапа литогенеза может быть датировано геологическими или радиологическими методами. Поэтому при достаточной геохронологической изученности разрезов длительность тектоно-седиментационных циклов от начала одного этапа литогенеза до начала другого оценивается достаточно достоверно. Что же касается длительности литогенеза или длительности континентального перерыва, то, как правило, они достоверно не устанавливаются в силу денудации некоторой части толщ, сформированных в эпоху литогенеза. Таким образом, при изучении стратиграфических разрезов мы получаем искаженную информацию о времени эпох литогенеза и континентального перерыва. Можно сказать, что длительность тектоно-седиментационно-

го цикла складывается из представленного ( $t_n$ ) и непредставленного ( $t_{\text{н}}$ ) времени, т. е.  $t_{\text{ц}} = t_n + t_{\text{н}}$ .

Под представленным временем мы понимаем то время, которое характеризуется сохранившимися от денудации породами.

Непредставленное время — отрезок геологического времени, информация о характере и последовательности геологических событий которого в конкретном районе утеряна.

Оба термина относительны, так как внутри представленного времени могут быть интервалы непредставленного времени, а непредставленное время при дальнейшем изучении может стать представленным.

Из этих понятий следует, что время этапа литогенеза ( $t_{\text{л}}$ ) складывается из представленного времени ( $t_{\text{н}}^{\text{л}}$ ) и из части непредставленного времени ( $t_{\text{н}}^{\text{л}}$ ), соответствующей времени накопления толщ, ныне уничтоженных эрозией, т. е.  $t_{\text{л}} = t_{\text{н}}^{\text{л}} + t_{\text{н}}^{\text{л}}$ , а длительность континентального перерыва меньше общего непредставленного времени на величину времени накопления размытых пород, т. е.  $t_{\text{к}} = t_{\text{н}} - t_{\text{н}}^{\text{л}}$ . Таким образом, длительность тектоно-седиментационного цикла  $t_{\text{п}} = t_{\text{н}} + t_{\text{н}}^{\text{л}} + t_{\text{к}}$ .

Представленное время при достаточной геохронологической изученности разреза определяется как разница значений возраста, полученных для пород почвы и кровли исследуемой толщи. Однако поскольку случаи, когда имеются возрастные определения непосредственно по почве и кровле, редки, то определяемая длительность оказывается не точно отражающей представленное время и должна быть увеличена на время формирования пород, залегающих ниже и выше слоев, для которых установлен возраст. Величина этой поправки может быть определена как частное от деления мощностей нижней и верхней пачек на соответствующие скорости осадконакопления, т. е.

$$t_{\text{н}} = T_1 - T_2 + \frac{m_{\text{н}}}{c_{\text{н}}} + \frac{m_{\text{в}}}{c_{\text{в}}},$$

где  $T_1$  и  $T_2$  — значения возраста для нижней и верхней точек опробования толщи;  $m_{\text{н}}, m_{\text{в}}, c_{\text{н}}, c_{\text{в}}$  — мощности и скорости осадконакопления нижней и верхней пачек.

Поскольку реальные скорости осадконакопления, зависящие от конкретных условий седиментации и литологического состава пород, нам не известны, то с определенной погрешностью их можно заменить средней скоростью осадконакопления ( $c_{\text{ср}}$ ), вычисленной для части толщи, заключенной между точками опробования ( $m_{1-2}$ ):

$$t_{\text{н}} = T_1 - T_2 + \frac{m_{\text{н}} + m_{\text{в}}}{c_{\text{ср}}} = T_1 - T_2 + \frac{(m_{\text{н}} + m_{\text{в}})(t_1 - t_2)}{m_{1-2}}.$$

В случаях отсутствия определений абсолютного возраста рассматриваемых толщ или невозможности установления по ним стратиграфического возраста пород длительность представленного времени можно определить приближенно, исходя из известных средних данных о скоростях накопления различных типов пород в разных структурно-фациальных зонах.

Скорость осадконакопления является функцией двух переменных: дифференциальной скорости осадконакопления и длительности скрытых перерывов внутри литологического комплекса.

Скорость осадконакопления значительно зависит от состава отложений. Наибольшие мощности создаются вулканогенными породами. При одновременном развитии песчано-глинистых и глинистых фаций большие мощности возникают за счет песчаного материала. Пелитовые

породы, биогенные (за исключением рифовых) и хемогенные осадки образуют малые мощности. Однако скорости накопления осадочных толщ определяются не столько скоростью отложения осадков, сколько длительностью перерывов в области отложения и интенсивностью происходящих в это время размывов уже образованных осадков (Рухин, 1953). В зависимости от соотношения этих факторов даже очень быстро отлагающиеся осадки (галечники, пески) могут образовывать мало-мощные пласты, а относительно медленно накапливающиеся отложения за этот же промежуток времени могут дать достаточно мощные толщи. Влияние поднятий и опусканий небольшой амплитуды на размыв и перестроение новообразованных осадков особенно велико при отсутствии устойчивого погружения земной коры. Именно поэтому в платформенных областях средняя скорость накопления осадков, а следовательно, и их мощности значительно меньше, чем в геосинклинальных, хотя, вероятно, в обеих областях скорости осадкообразования в одинаковых физико-географических условиях были сходными.

Для фанерозойского этапа геологической истории скорости накопления осадков на платформах, по данным В. Е. Хаина (1954) и Л. Б. Роннова (1949), колебались от 3 до 75 м, а в среднем равнялись 13—24 м за миллион лет. Близкие значения (5—85 м за миллион лет) получались и для палеозойских отложений Сибирской платформы. Согласно выполненным нами определениям возраста по глаукониту для меловых и палеогеновых пород Западно-Сибирской низменности хемогенные осадки прибрежной зоны (железные руды, хлориты и глауконитолиты) накапливались со скоростью 5 м за миллион лет. Песчано-глинистые осадки там же накапливались со скоростью 15 м/млн. лет. Только для меловых отложений средней части низменности скорость осадконакопления приближалась к 20 м/млн. лет.

Для верхнепротерозойских платформенных отложений Учуро-Майского района скорость осадконакопления на основании возрастных данных определяется около 15 м за миллион лет для карбонатных и карбонатно-терригенных толщ и около 30 м за миллион лет для терригенных отложений (табл. 69).

Таблица 69

Скорости накопления верхнепротерозойских платформенных толщ

Регион	Свита или серия	Мощность толщ, м	Возраст, млн. лет		Длительность этапа литогенеза, млн. лет	Итоговая скорость осадконакопления, м/млн. лет	Преимущественный состав толщи
			почвы	кровоизл.			
Оленекское поднятие	Сыгынахтахская	2100	1500	900	600	3	Терригенно-карбонатный
	Кютингдинская						
	Арымасская						
	Дебенгдинская						
Учуро-Майский р-н	Хайлахская	2400	1550	1380	170	14	Карбонатно-терригенный
	Гонамская и омахтинская						
	Ципандинская и лахандинская						
	Кавдыжская и устьурбинская						
Анабарское поднятие		4500	~850	~700	150	30	Терригенный
	Юсмастахская	700	1300	~ <sup>11</sup> <sub>70</sub>	130	5	Карбонатный

Как видно из этих данных, скорости платформенного осадконакопления в докембрии и фанерозе соизмеримы, что свидетельствует об однотипности геологических процессов, обусловливавших формирование осадочных толщ в столь разное время. В геосинклинальных областях скорости осадконакопления значительно больше. Для Уральской геосинклинали А. Б. Роновым (1949) получены скорости осадконакопления от 24 до 90 м за миллион лет при средней скорости около 60 м. По данным М. Кэя (1955), скорость осадконакопления в геосинклинальных областях фанерозоя колебалась от 60—70 до 900 м за миллион лет при средней скорости накопления около 100—200 м/млн. лет.

Нами подсчитаны скорости осадконакопления для разрезов палеозойских толщ Алтае-Саянской геосинклинальной области (табл. 70). Средняя скорость по этим подсчетам определилась приблизительно в 110 м за миллион лет при колебаниях для карбонатных пород от 40 до 150 м, для терригенных от 30 до 170 м и для осадочно-вулканогенных — от 50 до 420 м за миллион лет (табл. 71). Как видно, эти цифры вполне сопоставимы со скоростями осадконакопления в других геосинклинальных областях.

Анализ данных М. Кэя показывает, что скорость осадконакопления в геосинклинальных областях в течение фанерозоя была непостоянной. Максимальные скорости совпадают во времени с завершением орогенических эпох. Наблюдается общая тенденция уменьшения скоростей от палеогена к нижнему палеозою (рис. 38). Если допустить, что подобная тенденция существовала и ранее, то мы вправе ожидать, что в геосинклинальных зонах докембрия скорости осадконакопления должны быть значительно меньшими, чем в фанерозе.

Для докембрийских образований рассматриваемых регионов более или менее достоверные сведения по скоростям осадконакопления мы имеем всего лишь в одном случае. Терригенные осадки погорюйской свиты сухопитской серии в Енисейском кряже по определению возраста глауконитов из верхней и нижней ее частей накапливались в среднем со скоростью 13 м в миллион лет.

Полученная скорость близка к средним скоростям накопления для платформенных осадков фанерозоя.

Однако поскольку Енисейский кряж, как известно, в верхнем протерозое переживал геосинклинальный этап развития, то низкие значения скоростей осадконакопления подтверждают отмеченную тенденцию уменьшения скоростей осадконакопления в направлении к более древним эпохам.

При составлении стратиграфо-геохронологической схемы для корреляции древнейших толщ (см. схему) мы учитывали данные по абсолютному возрасту, мощностям толщ и взаимоотношениям различных свит. Если имеющиеся цифры возраста не позволяли прямо или косвенно оценить длительность формирования той или иной толщи или они вообще отсутствовали, то возрастное положение ее определялось по стратиграфическим связям и сопоставлению с другими толщами с учетом вероятных скоростей осадконакопления в субсинхронных и соседних свитах.

Предлагаемая корреляционная схема на основе геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении является одним из первых вариантов такого типа построений и, хотя она и не является совершенной в отношении полноты геохронологической характеристики, несомненно, будет полезной в процессе дальнейших стратиграфических и радиологических исследований. Уже сейчас эта схема позволяет высказать соображения о датировке важнейших этапов геологической

## Скорости осадконакопления геосинклинальных толщ Алтае-Саянской области

	Район, свита	Геологич. возраст	Состав пород	Мощность, м	Длительность формирования, млн. лет	Скорость за 1 млн. лет, м
Кузнецкий Алатау	мартюхинская	Ст <sub>1</sub> <sup>1</sup>	Известняки с прослоями кварцитов	1300	20	60
	болшеербинская	Ст <sub>2</sub> <sup>1</sup>	Известняки	1350	20	60
	»	Ст <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Известняки и эффузивы	1900	20	90
	карасукская	Ст <sub>1-2</sub>	Известняки, песчаники, эффузивы	1000	10	100
	усинская	Ст <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Известняки	1200	15	80
	сыстыкжувльская	Ст <sub>2</sub>	»	3100	35	90
	бекикульская	Ст <sub>3</sub>	Эффузивы	800	10	80
	тюримская	Ст <sub>1</sub>	Эффузивно-осадочный	2000	20	100
	коммунарская	Ст <sub>1</sub>	»	2500	20	120
	кондомская	Ст <sub>1</sub>	»	2000	20	100
	канымская	Ст <sub>2-3</sub>	»	1500—2000	20	75—100
	тайдонская	Ст <sub>2</sub> <sup>2</sup>	»	1500	20	75
когдахская	Ст <sub>3</sub>	»	400—900	20	20—45	
Салаир	толсточинская	Ст <sub>3</sub>	Известняки	450	10	40
	»	Ст <sub>3</sub>	»	400	10	40
	анчевская	Ст <sub>3</sub>	»	400	10	40
	листвянская	Ст <sub>1</sub>	»	1500	10	150
	орлиногорская и бачатская	Ст <sub>2</sub>	Эффузивно-осадочный	1650	35	50
	золотоуховская	Ст <sub>1</sub>	»	2500	20	125
	орлиногорская, мундыбашская и бачатская	Ст <sub>2</sub>	Эффузивы, песчаники, конгломераты	1650	30	55
	бирюлинская	Ст <sub>2</sub>	Эффузивно-осадочный	900	30	30
	печеркинская	Ст <sub>2</sub> <sup>2</sup>	»	1400	30	50
	луковская	Ст <sub>1</sub>	Песчаники, конгломераты	400	4	100
несточная	Ст <sub>3</sub>	Песчаники	200	10	20	
арничевская	Ст <sub>2</sub>	Эффузивы и песчаники	500	10	50	
Горный Алтай	каимская	Ст <sub>2</sub>	Эффузивно-осадочный с кварцитами	1850—4600	25	70—180
	»	Ст <sub>2</sub>	Эффузивно-осадочный	5600—7500	25	220—300
	елаидинская	Ст <sub>2</sub>	»	1900—2300	25	80—90
	»	Ст <sub>2</sub>	Известняки	550—800	15	40—50
	каимчанская	Ст <sub>1</sub> <sup>2-3</sup>	Известняки с эффузивами	2000	200	100
	горноалтайская	Ст <sub>3-01</sub>	Песчано-глинистый	5400—6400	35	150—180
»	Ст <sub>3-01</sub>	»	5500	35	160	
Баттисевский край	батеневская	Ст <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Песчаники	660	10	70
	мартюхинская	Ст <sub>1</sub> <sup>1</sup>	Известняки	1350	20	60
	болшеербинская	Ст <sub>1</sub>	Известняки с эффузивами	1700	15	110
	карасукская	Ст <sub>1-2</sub>	То же	960	10	100

Район, свита	Геологич. возраст	Состав пород	Мощность, м	Длительность формирования, млн. лет	Скорость за 1 млн. лет, м	
Западный Саян	арбатская	$S_{m3}$	Песчанки	3500	20	180
	уйская	$S_{m1}$	Сланцы и песчанки с эффузивами	4000	40	100
	верхнемонокская	$S_{m1}$	Песчанки, сланцы, эффузивы, конгломераты	2000	20	100
Вост. Саян	татарская	$S_{m2}^1$	Эффузивы	2000	15	130
	кизирская	$S_{m1}^2$	Песчанки, сланцы, известняки	3000—2500	25	120—140
Горный Алтай	ханхаринская	$O_{2-3}$	Песчано-глинистый	450—900	15	30—60
	бугрышхинская	$O_{2-3}$	» »	4500	40	110
		$O_1$	» »	650—900	10	65—90
Салаир	сухая	$S_2$	» »	250	3	80
	»	$S_2$	» »	150	3	50
	юрманская	$S_1-S_2$	Песчанки	800	10	80
	урская и калтальская			1550	45	30
Салаир	сухая	$S_2$	Песчано-глинистый	300	3	100
	юрманская	$S_1-S_2$	» »	2000	15	130
	»	$S_1-S_2$	Известняки, сланцы	1600	15	110
	томскозаводская	$S_3$	Известняки	1000	10	160
	верхнебердская	$S_2$	Песчано-глинистый с известняками	800	10	80
	остракодовая	$S_2$	Известняки	600	15	40
»	$S_2$	»	600	15	40	
»		Известняки и песчанки	950	10	90	
Горный Алтай	подчагырская	$S_1$	Песчано-глинистый с известняками	900—1200	5	60—80
	чагырская	$S_2$	То же	600—2000	10	60—200
	зелено-фиолетовая	$S_1$	Песчано-сланцевый с конгломератами	1900	10	100
	лежостаевская	$S_2$	То же	1200	10	120
Минусинский прог.		$S_2-D_1$	Эффузивы	3000	20	150
		$D_1$	Песчаный	1400	15	100
		$D_2$	Песчано-глинистый с известняками	4500	20	220
Горный Алтай	черемшанская	$D_3^2$	Песчано-глинистый с известняками	600	5	120
	среднекуртинская	$D_2^3$		Песчано-глинистый с конгломератами	750—2000	10
	каракудюрская	$D_1$	Песчано-глинистый с известняками	700—1200	20	30—60



Район, свита	Геологич. возраст	Состав пород	Мощность, м	Длительность формирования, млн. лет	Скорость за 1 млн. лет, м	
Горный Алтай	каракудюрская	D <sub>1</sub>	Песчано-глинистый с конгломератами	2500	20	129
	онгудайская и нижнекурятинская	D <sub>2</sub>	Эффузивно-осадочный с конгломератами	500—2700	5	100—540
	верхнекурятинская	D <sub>3</sub> <sup>1</sup>	Эффузивно-осадочный	700—900	5	140—180
	онгудайская, нижне- и среднекурятинская	D <sub>3</sub>				
гарбалинская	D <sub>2</sub>	»	6500	15	430	
	D <sub>3</sub>	»	2100	15	140	
Кузбасс	богутакская	D <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Песчаники и эффузивы	400	5	80
	филихинская	D <sub>2</sub> <sup>3</sup>		1000	5	200
Салаир	салаирская	D <sub>2</sub>	Известняки	1000	10	100
	березовская и мочегинская	D <sub>1</sub> <sup>1</sup> — D <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Известняки, сланцы и песчаники	1200	15	80
	карачумышская	D <sub>3</sub> <sup>3</sup>	Известняки	200	5	40
	крековская	D <sub>1</sub> <sup>1</sup>	»	300	6	50
	урская и калташская	D <sub>1</sub>	Песчаники	2300	45	50
	акарачкинская	D <sub>2</sub>		1000	10	100
	базарная и мостонская	D <sub>3</sub> <sup>1</sup> + D <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Песчаники, конгломераты	1300	15	90
хвощевская	D <sub>1-2</sub>	Песчано-глинистый	500	8	60	
Кузбасс		C	Известняки, вверху сланцы	700	15	50
Кольвань-Томская зона		C <sub>1</sub>	Песчаники	4600	25	180
Кузбасс	елбашинская	C <sub>3</sub>	»	600	20	30
	балахонская	P <sub>1</sub>	»	1000	25	40
	ильинская и ерунаковская	P <sub>2</sub>	»	3000	25	120

истории Енисейского кряжа и Алтае-Саянской горной области, уточнить некоторые вопросы стратиграфии, получить первое, хотя бы приближенное представление о длительности циклов литогенеза, скоростях осадконакопления, а также оценить длительность древних перерывов в осадконакоплении, связанных с этапами господства континентально-го режима.

Специфические черты докембрийской истории развития каждого из регионов более или менее созвучны между собой (см. схему) и вместе характеризуют главные этапы геологической истории этого вре-

## Средние скорости осадконакопления в Алтае-Саянской геосинклинальной области

Характер пород и возраст	Скорости осадконакопления, м/млн. лет			
	от	до	средняя	
Карбонатные толщи {	кембрия	40	150	80
	силура	40	100	80
	девона	40	100	70
	карбона			50
Средняя скорость осадконакопления карбонатных пород				
Терригенные толщи {	кембрия	20	180	120
	ордовика	30	110	80
	силура	30	200	80
	девона	30	220	110
	карбона	30	180	100
Средняя скорость осадконакопления терригенных пород				
Осадочно-вулканогенные толщи {	кембрия	20	300	100
	силура			150
	девона	80	430	200
Средняя скорость осадконакопления осадочно-вулканогенных толщ				
Средняя скорость осадконакопления в Алтае-Саянской геосинклинальной области				
	40	220	110	

мени, свойственные всем регионам горного обрамления Сибирской платформы. Коротко остановимся на них.

Фундамент Енисейского кряжа и Алтае-Саянской горной области складывается архейскими метаморфическими толщами. В Енисейском кряже к ним относятся породы канского и енисейского метаморфических комплексов, в Восточном Саяне — метаморфические породы шарыжалгайской, слюдянской и бирюсинской серий, метаморфические толщи Учуро-Майского района, Оленекского и Анабарского поднятий. Все эти свиты представлены разнообразными гнейсами, гранулитами, амфиболитами и кристаллическими сланцами и пронизаны гранитоидными интрузиями.

Абсолютный возраст минералов этих пород указывает на время метаморфизма 2400—2900 млн. лет, что позволяет предполагать нижнеархейское (для нижних частей) и верхнеархейское (для верхних частей) время формирования первичных пород. По-видимому, в тот же период в Кузнецком Алатау формировались осадки, представленные в настоящее время метаморфическими породами коттаской, лужбинской и конжинской свит, слагающими Томский выступ кристаллического основания этого региона. Возраст метаморфизма этих пород, как показали определения по амфиболам, 1740—1830 млн. лет. Можно предполагать, что эти значения возраста отвечают метаморфизму, возникшему в связи с внедрением томских гранитов, формирование которых (как и таракских в Енисейском кряже), вероятно, связано с беломорской эпохой складчатости. Кстати, для верхнеархейских пород бирюсинской серии в Дербино-Удинской зоне Восточного Саяна полу-

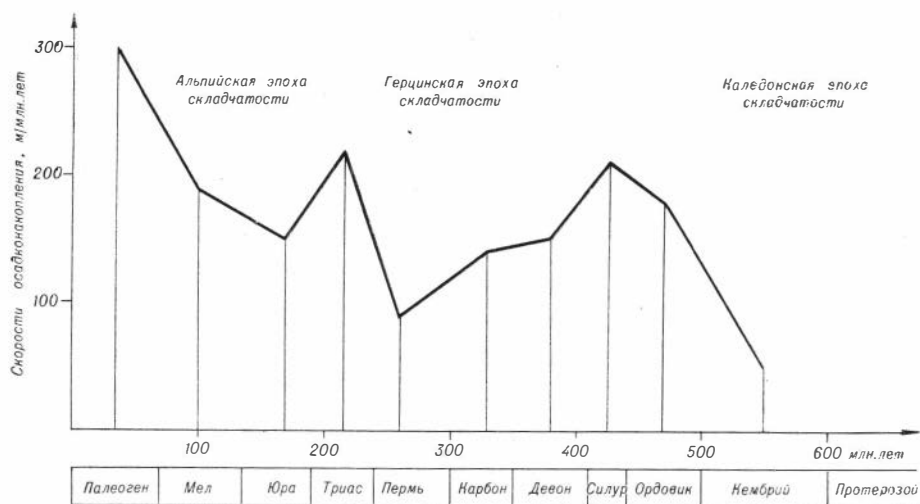


Рис. 38. Средние скорости накопления геосинклинальных осадков в различные периоды фанерозоя (по данным М. Кзя, 1957).

чены близкие значения возраста метаморфизма. Характер и степень метаморфизма пород Томского массива сближают его с метаморфическими толщами Енисейского кряжа и Восточного Саяна и позволяют относить по времени их накопления к архею. Дальнейшие исследования должны показать, справедливо ли это предположение.

В Енисейском кряже и Восточном Саяне, по геологическим данным, намечается перерыв между отложениями ниже- и верхнеархейского возраста. К сожалению, длительность этого перерыва геохронологически не устанавливается, поэтому на схеме он показан условно. Поскольку цифры возраста метаморфизма древнейших пород складчатого обрамления Сибирской платформы сходны с цифрами, характеризующими время метаморфизма древнейших толщ основания Анабарского массива, то и сами породы можно считать синхронными. Сходство цифр их возраста указывает и на то, что складчатые сооружения обрамления закладывались и формировались на тектонически опущенных блоках краевых частей Анабарского массива.

Как показали геохронологические исследования, в Енисейском кряже, Восточном Саяне и Анабарском поднятии архейские породы были глубоко метаморфизованы в родезийскую эпоху складчатости. В первой половине нижнего протерозоя в пределах рассматриваемой территории господствовал континентальный режим. Осадочные породы этого времени, кажется, нигде не зафиксированы. Тем не менее не исключено, что в некоторых регионах, хотя бы в течение какой-то части этого времени, могли сохраняться и морские условия. В частности, глубинный характер таракских гранитов свидетельствует о их формировании на глубине порядка 3—4 км и требует соответствующей мощности осадочных толщ, которые к настоящему времени уничтожены эрозией. Не исключено также, что и некоторые толщи, относимые сейчас к верхней половине нижнепротерозойского времени, могут оказаться более древними. Решение этих вопросов — задача будущих исследований.

Во второй половине нижнего протерозоя рассматриваемая территория переживала преимущественно погружение. В Енисейском кряже на глубоко денудированных толщах архея в это время формировался

комплекс пород свиты хр. Карпинского и пенченгинской свиты. В Восточном Саяне шло накопление архутской (хонголдайской), шутхулайской, дербинской, жайминской, камчадальской, большееречинской и других свит. Возраст метаморфизма пород дербинской (иркутной) и жайминской свит в Иркутно-Оленекской зоне, а также камчадальской, Соснового Байца и белоречинской свит в краевой зоне Восточного Саяна определяется в 1790—2000 млн. лет, что позволяет сопоставить его с беломорской эпохой складчатости. Эти цифры определяют нижнепротерозойский возраст рассматриваемых образований.

С этим же временем необходимо связывать накопление осадков карбонатных и терригенно-карбонатных толщ чартынской, билинской, балыктыгхемской, чинчилигской и шутхулайской свит Восточной Тувы. Вероятно, к этому же времени относится накопление пород пихтерекской и терсинской свит Кузнецкого Алатау. Радиологическими данными эти толщи не охарактеризованы. Имеющиеся для чинчилигской толщи Восточной Тувы цифры 560—500 млн. лет слишком низки, чтобы их принимать за действительный возраст. Они показывают возраст молодого этапа метаморфизма. По степени метаморфизма эти толщи резко отличаются от верхнепротерозойских, что позволило А. Г. Сивову говорить о параллелизме их между собой и относить их к образованиям раннего докембрия.

В пределах Анабарского и Оленекского поднятий и Учуро-Майского района в верхней половине нижнего протерозоя продолжал господствовать континентальный режим.

В результате беломорской эпохи складчатости, протекавшей на границе нижнего и среднего протерозоя, произошло поднятие, и в среднем протерозое почти вся территория была выведена из области седиментации.

В конце среднего и начале верхнего протерозоя (1600—1500 млн. лет) произошла новая коренная тектоническая перестройка рассматриваемой территории, обусловившая погружение, сопровождавшееся во многих регионах преимущественным накоплением терригенных осадков и активизацией вулканической деятельности. Накопление мощных карбонатных осадков характерно для Тувы, Кузнецкого Алатау и Енисейского кряжа.

Для верхнепротерозойских отложений имеется сравнительно много надежных цифр возраста, определенных по сингенетичным глауконитам, позволяющих коррелировать свиты геосинклинальных областей Енисейского кряжа, Туруханского района, Восточного Саяна как между собой, так и с платформенными отложениями Учуро-Майского района, Оленекского и Анабарского поднятий.

Во всех случаях, где имеются определения возраста подошвы верхнепротерозойских толщ, получены однозначные цифры возраста: 1540 млн. лет для глауконита гонамской свиты Учуро-Майского района, 1480 млн. лет для сагынахтакской свиты Оленекского поднятия, 1530 млн. лет для нижней части котуйконской подсвиты билляхской свиты и 1550 млн. лет для кровли мукунской свиты западного склона Анабарского поднятия. Верхнепротерозойские отложения отделены от нижележащих толщ глубоким перерывом, хорошо фиксирующимся геологическими наблюдениями.

Радиологическими данными подтверждается установленная геологическими наблюдениями последовательность свит, непрерывность формирования верхнепротерозойских отложений в ряде регионов на протяжении почти 400—500 млн. лет. В то же время анализ разрезов показывает, что хотя многим регионам в верхнепротерозойское время

свойственна тенденция к погружению, однако в целом рассматриваемая территория в это время была довольно мобильной и этапы литогенеза здесь сменялись перерывами в осадкообразовании, местами весьма длительными. Так, в Учуро-Майском районе по радиологическим данным устанавливается перерыв длительностью около 150 млн. лет между отложениями омахтинской свиты учурской серии (возраст по глаукониту 1400 млн. лет) и эннинской свитой майской серии (возраст по глаукониту 1200 млн. лет). Можно предполагать также наличие близкого по времени перерыва между котуйконской (возраст глауконита из подошвы 1530 млн. лет) и юмастахской (возраст глауконита 1300 млн. лет) подсвитами билляхской свиты западного склона Анабарского массива. Крупные перерывы имели место также в Восточном Саяне, Восточной Туве и Горном Алтае. Во второй половине верхнего протерозоя тектоническая активность усилилась. Во многих районах тектонические напряжения разрешались пульсационно, что обуславливало частую смену поднятий и опусканий (Енисейский кряж, Восточный Саян, Кузнецкий Алатау и др.). С тектонической активизацией территории в конце среднего — начале верхнего рифея связано проявление интенсивного гранитоидного магматизма в Енисейском кряже, Восточном Саяне и в других регионах складчатого обрамления Сибирской платформы.

Значительная подвижность, проявление поверхностного и гранитоидного магматизма, общая тенденция к погружению на протяжении длительного периода указывают на господство геосинклинального режима в верхнем протерозое. Однако скорости осадконакопления в это время в общем были весьма невелики (табл. 72) — значительно меньше, чем в геосинклинальных областях фанерозоя. Средняя скорость осадконакопления близка 22 м при колебаниях от 11 до 50 м за миллион лет. Тем не менее она вдвое выше средней скорости осадконакопления в районах, переживавших в то же время платформенный режим. Так, для Анабарского и Оленекского поднятий и Учуро-Майского района средняя скорость осадконакопления в верхнепротерозойское время была равна 11 м при колебаниях от 3 до 30 м за миллион лет.

Широкое развитие сравнительно мощных отложений самых верхов докембрия свидетельствует о новом погружении Енисейского кряжа и прилегающих к нему районов, имевшем место 750—800 млн. лет назад. В Восточном Саяне это погружение началось несколько раньше, около 900—1000 млн. лет. В ряде районов погружение сменялось относительно кратковременными поднятиями, создавшими перерывы в осадкообразовании. Цифровые материалы по возрасту верхнепротерозойских, и особенно переходных к палеозою (вендских) слоев, обеспечивают довольно уверенную корреляцию главнейших толщ этого времени, позволяют получить представление о длительности вендского периода и уточнить датировку нижней границы кембрия.

Для пород, венчающих докембрийский разрез Енисейского кряжа Восточного Саяна и других регионов рассматриваемой территории, имеется значительное число определений возраста, достаточно полно характеризующих возраст предкембрийских пород по всему разрезу.

Глауконит из низов чивидинской свиты в Енисейском кряже показал возраст 747 млн. лет. Возраст пород нижней половины немчанской свиты, согласно перекрывающей чивидинские слои, установлен в 688—661 млн. лет. Возраст пород сухарихинской и излучинской свит Игарского района определен в интервале 580—850 млн. лет. Для пород из верхов ермосохинской свиты получено значение возраста 800 млн. лет, для кровли карагасской свиты — 708 млн. лет, для кровли оселко-

## Скорости накопления верхнепротерозойских геосинклинальных толщ горных районов юго-западного обрамления Сибирской платформы

Регион, свита и серия	Мощность, м	Возраст, млн. лет		Длительность осадконакопления, млн. лет	Плот. осадконакл., м/млн. лет	Характеристика толщи по преимущественному составу
		почвы	кровли			
<b>Енисейский край</b>						
Горбилоская, удерейская, погорюйская	5500	1570	1130	400	13	Терригенная
Аладьинская и карточки	1500	1130	1070	60	25	Карбонатная
Красногорская	2000	1040	1000	40	50	»
Джурская	700	1000	1020	20	35	»
Шунтарская	1000	990	950	40	25	»
Киргитейская	1700	950	900	50	35	Хемогенно-терригенная
Нижнеангарская	600	890	870	20	30	»
Дашкинская	4000	870	770	100	40	Карбонатная
Средняя скорость осадконакопления для Енисейского края	—	—	—	—	30	
<b>Восточный Саян</b>						
Урикская, аршанская, прсымская	6600	1500	1100	400	16	Внизу терригенно-вулканогенная, вверху терригенно-карбонатная
Урманская	3000	1070	900	170	18	Терригенная
Манская	1000	900	820	80	12	Карбонатная
Бахтинская	3000	780	700	80	40	Эффузивная
Ермосохинская	1000	840	300	40	25	Терригенная
Окинская	7000	1220	970	250	28	»
Монгошинская	3500	900	710	190	18	Карбонатная
Сублукская	2000	1350	1250	100	20	Эффузивно-терригенная
Олхинская	800	790	720	70	11	Терригенная
Средняя скорость осадконакопления для Восточного Саяна	—	—	—	—	21	
<b>Тува</b>						
Харальская	6000	1350	950	400	15	Эффузивная
Айлыгская	3000	1550	1350	200	15	Карбонатная
<b>Кузнецкий Алатау</b>						
Западносибирская и кабырзинская	4000	1280	1050	230	17	Карбонатная

вой свиты — 620 млн. лет. Для монгошинской свиты, параллелизуемой с ермосохинской и карагасской свитами, имеется три определения возраста: 870 (низы свиты), 800 (середина свиты) и 720 млн. лет (верхи свиты). Здесь же следует напомнить, что, по данным Л. П. Никитиной и И. П. Бузикова (1964), цемент базального конгломерата монгошинской свиты по валу дал 823 млн. лет, а филлитовидный сланец монгошинской свиты, подстилающей конгломераты сархойской свиты, 708 млн. лет. Для верхней части уйской серии (усть-кирбинская свита) Учуро-Майского района возраст глауконита определен в 650 и 691 млн. лет; для юдомской свиты, несогласно перекрывающей уйскую серию, получены возрастные значения 680 и 650 млн. лет; по нефелиновым снитам Ингилинской структуры, формирование которых предполагается после отложения верхних слоев уйской серии и базальных слоев юдомской свиты, — 610—680 млн. лет, а возраст туркутской свиты в Оленекском поднятии определен в 675 млн. лет. Эти данные показывают, что толщи, относимые в последнее время к венду, формировались на протяжении около 200 млн. лет. Поэтому в составе толщ, относимых к вендскому комплексу, имеются не только собственно вендские отложения, но и отложения, принадлежащие верхней части протерозоя (синия, рифея). Как известно, длительность вендского периода по осадочным образованиям Русской платформы определялась в 50—70 млн. лет (Соколов, 1962). Исходя из этого, нужно считать, что к вендскому комплексу в наших регионах могут относиться только верхние части переходных слоев: мошаконская и немчанская свиты в Енисейском кряже, анастасьинская и оселковская свиты в Восточном Саяне, юдомская свита Учуро-Майского поднятия, туркутская свита Оленекского поднятия и их аналоги в других регионах.

При таком сокращении вендский комплекс располагается в границах от 700 до 610—620 млн. лет, а длительность вендского периода составляет 80—90 млн. лет. Таким образом, вендский период оказывается по длительности равным кембрийскому периоду палеозоя. Лежащие ниже вендских отложений чистяковская, алешинская, чивидинская, лопатинская свиты Енисейского кряжа, монгошинская и карагасская свиты Восточного Саяна, уйская серия Учуро-Майского района, хатыспытская и моастахская свиты Оленекского поднятия и их аналоги в других регионах должны причисляться к собственно верхнепротерозойским образованиям. Следует подчеркнуть, что в ряде регионов свиты, относимые нами к вендскому комплексу, лежат на более древних верхнепротерозойских породах несогласно, вероятно, со значительным перерывом. С этим перерывом, возможно, совпадает интрузивный магматизм Учуро-Майского и других районов.

Межведомственным совещанием по стратиграфии Сибири в 1956 г. за верхнюю границу докембрия была принята подошва юдомской свиты и ее аналогов (дикимдинской и толбинской свит в Алданском щите, ушаковской в Оленекской антиклизе). При этом юдомская, дикимдинская, толбинская и ушаковская свиты отнесены к алданскому ярусу нижнего кембрия без достаточного палеонтологического обоснования, а лишь на базе литолого-фациальных особенностей и отсутствия перерыва в разрезах на границе с вышележащими фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия (пестроцветная свита).

Позже было установлено, что отложения, содержащие остатки архециат, гиолитов, губок, брахиопод и других организмов, относятся к самой нижней части пестроцветной свиты алданского яруса. В подстилающих их породах, хотя и тесно связанных с палеонтологически охарактеризованным кембрием, остатки скелетных форм не об-

наружены. На этом основании возраст юдомской, порохтахской, толбинской, ушаковской свит и их аналогов на востоке Сибирской платформы (Алданский и Анабарский щиты, Оленекская антиклизы, Прибайкало-Саянский прогиб) был принят более древним, чем нижний комплекс кембрия, и все они отнесены к переходным слоям.

В схеме, принятой Новосибирским совещанием по стратиграфии позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока в 1962 г., были учтены эти и другие данные и положение нижней границы кембрия было принято по подошве пестроцветной свиты Учуро-Майского района, по границе между верхней и нижней частями мотской свиты в Оленекском поднятии и по подошве островной свиты в Енисейском кряже. Нижележащие свиты: юдомская (в Учуро-Майском районе), нижняя часть мотской свиты (Иркутский амфитеатр и Прибайкальская зона), туркутская, хатыспытская и моастахская свиты (Оленекское поднятие), тасеевская (чингасанская) серия (Енисейский кряж), ангульская (анастасьинская) свита, нижняя половина боксонской серии, сархойская, оселковая и карагасская свиты (Восточный Саян) — были отнесены к вендскому комплексу, венчающему разрез верхнего докембрия. Новосибирским совещанием 1965 г. существенных изменений в положение границы кембрия и докембрия внесено не было.

Имеющиеся в настоящее время данные по возрасту пород нижних горизонтов кембрия и толщ, относимых к переходным (вендским) слоям, позволяют несколько уточнить последнюю корреляционную схему.

По глаукониту из нижних горизонтов фаунистически охарактеризованных отложений кембрия получены следующие значения возраста: 606 млн. лет для лебяжинской свиты в Енисейском кряже, 581—609 для нижних частей мотской свиты краевой зоны Восточного Саяна, 550 для кварцевых песчаников жербинской свиты, соответствующих нижним горизонтам мотской свиты, также содержащей кварцевые песчаники, 520 и 578 для пестроцветной свиты Учуро-Майского района, 540—558 для кесюсинской свиты Оленекского поднятия, 540—580 млн. лет для боксонской серии Восточного Саяна. В то же время для кровли оселковской свиты, подстилающей несогласно в Восточном Саяне усть-тогульскую (мотскую) свиту, получено значение возраста 620 млн. лет.

На основании приведенных данных нижняя граница фаунистически охарактеризованного кембрия датируется около 610—620 млн. лет, что близко лежит к возрастной границе 600 млн. лет, принятой для кембрия в ряде вариантов геохронологической шкалы (см. табл. 1).

Сопоставление геохронологических материалов почти трехмиллиардной истории докембрия показывает, что в течение этого огромного промежутка времени имели место не менее четырех крупных тектоно-седиментационных циклов, которые по наиболее интенсивной эпохе орогенеза соответствующего времени могут быть названы родезийским, беломорским, гренвильским и байкальским. Этап литогенеза каждого из этих циклов сменялся периодом тектонической перестройки территории, складчатости и магматизма.

Родезийский тектоно-седиментационный цикл длительностью более 700 млн. лет (3000—2300 млн. лет) охватывает архей и первую половину нижнего протерозоя. Этап древнейшего литогенеза в настоящее время представлен глубоко метаморфизованными терригенно-карбонатно-эффузивными породами, слагающими фундамент всей рассматриваемой территории и Анабарского поднятия. Полная длительность его неизвестна, представленное время составляет около 400 млн. лет. Глубокий региональный метаморфизм пород, по-видимому, связан с родезийской эпохой складчатости (около 2500



млн. лет назад). Непредставленное время родезийского цикла длительностью около 300 млн. лет соответствует первой половине нижнего протерозоя. В конце этого времени все регионы переживали континентальный режим. Начало и действительная длительность континентального режима не устанавливаются из-за отсутствия информации о длительности непредставленного времени этапа литогенеза.

Беломорский тектоно-седиментационный цикл длительностью также около 700 млн. лет (2300—1600 млн. лет) протекал во второй половине нижнего и в среднем протерозое. Длительность этого этапа литогенеза, вероятно, была неодинаковой в разных регионах, поскольку сохранившиеся толщи пород показывают длительность представленного времени от 50 до 400 млн. лет. Это, видимо, связано с разным временем и разной длительностью погружения отдельных регионов. Наиболее раннее погружение испытали Енисейский кряж, Тува, Дербинско-Удинская и Иркутско-Окинская зоны Восточного Саяна.

В это время все регионы юго-западного обрамления Сибирской платформы претерпели погружение и в их пределах накапливались преимущественно терригенные и карбонатные толщи при преобладании последних в восточной части Тувы и соседних частях Восточного Саяна. В пределах Анабарского и Оленекского поднятий и Учуро-Майского района осадки нижнего протерозоя не установлены. Интенсивный метаморфизм пород связан с беломорской эпохой складчатости (около 1900 млн. лет). Непредставленное время беломорского цикла длительностью около 300 млн. лет охватывает средний протерозой. Судя по синхронности верхних границ пород нижнего протерозоя почти во всех регионах, можно предположить, что складчатость и осушение всех регионов проходили одновременно. Длительность континентального перерыва, начавшегося в среднем протерозое, была различной в разных структурных блоках (от 300 до 900 млн. лет), захватывая в ряде регионов большую часть гренвилевского времени.

Гренвилевский тектоно-седиментационный цикл длительностью около 600 млн. лет (1600—1000 млн. лет) протекал в нижне- и среднерифейское время. Некоторые регионы (Горный Алтай, Западный Саян, Дербинско-Удинская зона Восточного Саяна) в течение всего этого времени продолжали находиться в континентальных условиях, возникших еще в среднем протерозое. Начало погружения и накопления осадков в каждом регионе устанавливалось в разное время. Наиболее длительное погружение испытывали Енисейский кряж, северо-восточная зона Восточного Саяна, Восточная Тува и Кузнецкий Алатау, где накапливались преимущественно терригенные осадки. В средней части Восточного Саяна и Кузнецком Алатау формировались карбонатные, а в Туве карбонатные и эффузивные (харальская свита) породы. Состав и строение осадочных толщ здесь значительно разнообразнее, чем в более древние эпохи. Внутри толщ фиксируются стратиграфические перерывы, указывающие на местные подъемы, размывы. В зависимости от времени начала и завершения этапов литогенеза в разных регионах соотношение представленного и непредставленного времени резко меняется. Метаморфизм и складчатость пород этого тектоно-седиментационного цикла связаны с гренвилевской орогенической эпохой, сопровождавшейся во всех регионах интрузивным магматизмом.

Байкальский тектоно-седиментационный цикл длительностью около 400 млн. лет (1000—600 млн. лет) представлен обычно слабометаморфизованными породами, венчающими докембрий-

ские разрезы рассматриваемых регионов. Седиментация протекала в различное время. Для этого цикла характерна частая смена литогенеза перерывами в осадкообразовании. В результате байкальской складчатости ряд регионов на границе докембрия и нижнего палеозоя претерпел серьезную перестройку и был выведен из области седиментации.

В заключение отметим, что в результате сопоставления геохронологических разрезов удалось, хотя и приближенно, оценить соотношение представленного и непредставленного времени за период от архея до палеозоя. Оказывается, что непредставленное время в большинстве регионов составляет большую (от 60 до 90%) часть двухмиллиардной истории позднего докембрия. Резкое превышение непредставленного времени над представленным указывает на то, что в докембрии рассматриваемая территория испытывала преимущественный подъем при относительно кратковременных сменах подъема погружением. Обращает внимание то, что в архее, нижнем и среднем протерозое территория реагировала на тектонические перестройки как единое целое, а в верхнем протерозое она уже была разбита на блоки, которые имели разные скорости движения и иногда даже его разную направленность.

---

## ГЛАВА XI

### **ОБ АБСОЛЮТНОМ ВОЗРАСТЕ ГЛАВНЕЙШИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ И ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА**

В Алтае-Саянской горной области и Енисейском кряже известно большое число месторождений и рудопроявлений железных руд различного происхождения и возраста. Главная масса руд сосредоточена в месторождениях осадочного и осадочно-вулканогенного генезиса, расположенных в Западно-Сибирском, Ангаро-Питском, Горно-Алтайском, Западно-Саянском бассейнах и ряде месторождений Восточного Саяна. Значительно меньшие количества руд сконцентрированы в контактово-метасоматических месторождениях, находящихся в областях интенсивного гранитоидного магматизма в Кузнецком Алатау, Западном и Восточном Саяне. Ряд исследователей считают, что некоторые из этих месторождений имеют сложную геологическую историю и формирование их находилось в тесной связи с прорывом гранитоидными интрузиями осадочных и эффузивно-осадочных рудных горизонтов разных эпох накопления (Белоус, Кляровский, 1956, 1960; Дербников 1964; и др.).

Применительно к этим двум главным генетическим семействам экзогенных и эндогенных руд мы и рассмотрим имеющиеся геохронологические материалы, прямо или косвенно позволяющие подойти к оценке времени формирования соответствующих месторождений или рудопроявлений.

## АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ ГЛАВНЫХ ЭПОХ ОСАДОЧНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Обобщение материалов по многочисленным месторождениям и рудопроявлениям различных осадочных железных, комплексных и фациально близких к ним руд позволило Н. Х. Белоус (1954; 1956; 1965) установить, что в истории Средней Сибири от древнейших времен до четвертичного времени имели место 23 эпохи рудоотложения. Возрастное положение эпох рудоотложения, начиная с палеозоя, довольно уверенно определяется данными фаунистической характеристики рудовмещающих толщ и руд. Положение же древнейших (допалеозойских) эпох рудонакопления могло быть намечено только приближенно, согласно имевшимся представлениям о стратиграфической принадлежности рудовмещающих толщ.

В результате того, что к настоящему времени накопилось много материалов по абсолютному возрасту докембрийских образований различных регионов юго-западного обрамления Сибирской платформы, представилось возможным уточнить не только возрастное положение докембрийских толщ в отдельных разрезах, но и корреляцию региональных разрезов между собой. Это, в свою очередь, позволило более уверенно подойти к возрастной оценке эпох докембрийского осадочного рудообразования.

Согласно этим данным, древнейшие из выделенных Н. Х. Белоус (1965) эпохи осадочного железнакопления относятся к нижне- и верхнеархейскому времени. В нижнеархейское время намечается одна или две эпохи осадочного рудообразования. Они фиксируются наличием в древнейших метаморфических толщах Енисейского кряжа (канский комплекс) и Восточного Саяна (шарыжалгайская серия) нескольких прорывистых горизонтов силлиманито-дистеновых и магнетитоносных пород, магнетитовых руд и железистых кварцитов. По породам из рудопроявлений, сформировавшихся в это время, прямые определения возраста отсутствуют. Возраст их может быть оценен только по косвенным данным.

Так, возраст древнейших железистых кварцитов Тангино-Ерминской группы месторождений Восточного Саяна определяется тем, что для времени метаморфизма пород шарыжалгайской серии, синхронных породам, вмещающим руды, получены значения возраста от 2400 до 2900 млн. лет. Отсюда следует, что время эпохи рудонакопления не может быть моложе 2900 млн. лет. Вероятно, в это же время на западном склоне Анабарского щита формировались осадки, представленные сейчас железистыми гранулитами и кварцитами, обнажающимися в верховьях р. Котуйкан. Возраст гиперстена из чарнокита этого района определен в 2300 млн. лет, что указывает на значительно более древний возраст осадков железистых образований. Н. Х. Белоус, говоря о вероятной принадлежности рудных образований Тангино-Ерминского района Восточного Саяна и верховий р. Котуйкан Анабара к одной эпохе, считает, что первые являются продуктами метаморфизма осадочно-вулканогенных рудных скоплений, а первичный материал вторых был связан с продуктами разрушения более древних пород.

В эту же или более молодую нижнеархейскую эпоху происходило рудонакопление, представленное сейчас линзами и прослоями силлиманитовых сланцев среди метаморфических пород верхов канского комплекса Енисейского кряжа. В районе Канского месторождения силлиманитовые сланцы сопровождаются корундом и магнетитом и прорываются таракскими гранитами, для которых установлен возраст 2100 млн. лет.

С верхнеархейской эпохой рудоотложения, по-видимому, связаны силлиманитоносные и апатитоносные пласты слюдянской серии, время метаморфизма которых определяется в 2500—2700 млн. лет. К этой же эпохе, вероятно, принадлежат и железистые кварциты, выявленные среди существенно сланцевых пород в бассейнах рек Урик, Ока и Крол в Восточном Саяне, а также железистые кварциты рудопроявлений по р. Кузеева в Енисейском кряже. В Кузнецком Алатау в это время, вероятно, формировались горизонты пиритоносных сланцев конжинской свиты. Возраст оценивается ориентировочно в 2500—2600 млн. лет, поскольку время метаморфизма пород енисейского комплекса в Енисейском кряже и бирюсинской серии в Восточном Саяне, вмещающих рудные образования, определяется в 2100—2500 млн. лет.

Среди нижнепротерозойских толщ известно несколько рудоносных горизонтов, сопоставление которых пока затруднительно из-за сложной тектонической структуры рудовмещающих толщ и недостаточности данных для возрастной оценки. Наиболее мощное оруденение приурочено к сложному горизонту железистых кварцитов месторождений Соснового Байца и Бибойского в Восточном Саяне. Возраст руд этого горизонта определяется тем, что по биотиту из сланцев свиты Соснового Байца получено значение 1790 млн. лет, по мусковиту из кварцита — 1630 млн. лет. По биотиту из биотитового сланца нижележащей камчадальской свиты получен возраст в 1880 млн. лет, а по биотиту из сланцев вышележащей белоречинской свиты определены возрастные значения от 1250 до 2000 млн. лет.

Поскольку полученные цифры характеризуют время метаморфизма этих толщ, то естественно, что формирование как самих толщ, так и вмещаемых ими руд проходило в более раннее время — около 2000—2100 млн. лет назад. Возможно, близкими по возрасту являются силлиманито-дистеновые сланцы, обнажающиеся по рекам Белая, Халаш, Хунга, Кукшера.

Предположительно в это же время проходило накопление железистых кварцитов Мюренского, Мугурского, Арысканского и других месторождений Сангиленского бассейна Восточной Тувы. Магнетитовые руды Мугурского месторождения ассоциируют с прослоями, обогащенными корундом, силлиманитом и андалузитом. Отдельные прослои содержат марганцевые руды. Ниже главного рудного горизонта имеется еще 2—3 горизонта, содержащих силлиманито-дистеновые пласты. Выше, в зоне фациального перехода кристаллических сланцев в карбонатные породы, размещаются фосфоритоносные и сидеритоносные горизонты.

Для рудных образований этих месторождений данные по определению абсолютного возраста отсутствуют. По мусковиту из пегматитов, пересекающих рудный горизонт, в трех случаях определен возраст 695 и 595 млн. лет (для Мюренского месторождения) и 675 млн. лет (для Мугурского месторождения). Близкие цифры получены в Томском политехническом институте методом собственной проводимости калия для гнейса чинчилигской свиты, вмещающей рудные пласты (708 млн. лет по биотиту и 732 млн. лет по мусковиту). Эти цифры не дают ответа на вопрос о действительном времени формирования тувинских железистых кварцитов, но, безусловно, свидетельствуют в пользу их принадлежности к докембрийским образованиям.

В то же время или несколько позже (в конце нижнего протерозоя) накапливались железозносные толщи терсинской свиты Кузнецкого Алатау (Сентябрьское и другие месторождения). С этой же эпохой по Н. Х. Белоус связано формирование силлиманито-дистеновых слан-

цев, вскрытых в центральной части северной половины Енисейского кряжа (г. Голец, у пос. Ербинского, и др.).

В верхнем протерозое намечаются три или четыре эпохи рудоотложения. Ранние эпохи этого времени бедны рудами и представлены небольшими по масштабам рудопроявлениями. С этими эпохами связаны магнетитоносные сланцы в верхах горбилкокской свиты, слабогематитоносные кварциты в подсвите сухого хребта, пласты с глауконитом, сидеритом и фосфоритами среди отложений погорюйской свиты на р. Иркинеевой. Для глауконита из нижних частей погорюйской свиты определен возраст 1290 млн. лет, а из кровли — 1140 млн. лет. К одной из этих эпох принадлежат прослои гематитовых кварцитов сублукской свиты и гематитовые руды Аршанского месторождения в Восточном Саяне. В то же время, по-видимому, формировались железистые кварциты джебашской толщи Западного Саяна (Джойское, Джебашское, Кантегирское и другие месторождения) и магнетитовые с апатитом сланцы в терехтинской толще Горного Алтая. Радиологически эти толщи изучены слабо. Большинство определений возраста пород джебашской толщи показало сильно омоложенные значения. Однако в двух случаях, по сланцам джебашской и сютхольской толщ, были получены цифры 933 и 1115 млн. лет соответственно, свидетельствующие о гренвилевском возрасте метаморфизма пород. Время же накопления первичных осадков этими данными не определяется. Исходя из представлений многих исследователей, мы сохраняем за ними верхнепротерозойский возраст. В то же время, учитывая наличие в них железистых кварцитов, весьма характерных для нижнего протерозоя в глобальном плане (Тугаринов, Войткевич, 1966), мы не исключаем, что при последующих исследованиях они также окажутся нижнепротерозойскими.

Наиболее крупные скопления руд приурочены к верхней части верхнепротерозойских отложений Енисейского кряжа. Там располагаются месторождения гематитовых руд Ангаро-Питского бассейна. По породам железоносной толщи этого бассейна определений возраста нет. Нижнеангарская свита, вмещающая руды, залегает в основании осянской серии. Последняя же, согласно стратиграфическим сопоставлениям (см. схему), размещается между свитой буровой (внизу), для кровли которой определен возраст 925 млн. лет, и тасеевской серией (вверху), для нижней части которой определен возраст 747 млн. лет. Это позволяет довольно уверенно говорить, что гематитовые руды нижнеангарской свиты Ангаро-Питского бассейна были сформированы около 900—875 млн. лет назад.

С этой же эпохой железнакопления Н. Х. Белоус связывает и формирование толщ, содержащих железистые кварциты Сыдинского и Джебашского месторождений, известных в западной части Восточного Саяна.

Железистые кварциты Сыдинского месторождения приурочены к интенсивно метаморфизованному эффузивно-сланцевому комплексу. По слюдисто-хлоритовому сланцу, непосредственно вмещающему руды, определен возраст около 600 млн. лет, что указывает на принадлежность его к докембрийским образованиям. К югу от месторождения древняя толща прорвана Верхнесыдинской интрузией гранитов, возраст которых по породам установлен в 445—480 млн. лет, что указывает на салаирский возраст гранитов. Севернее рудного поля рудовмещающий комплекс перекрывается эффузивно-осадочной толщей и вместе с нею прорван Сыдино-Канзыбинским массивом гранитоидов, для которых получены возрастные значения 336—290 млн. лет. Таким об-

разом, возрастные исследования, подтверждая последовательность геологических событий, ответ на вопрос о времени формирования собственно железистых кварцитов дают только в первом приближении — они докембрийские. Тем не менее, опираясь на эти данные и учитывая, что верхнесыдинская свита в современной стратиграфической схеме сопоставляется с бахтинской свитой, можно думать, что железистые кварциты Сыдинского и других месторождений западного склона Восточного Саяна и гематитовые руды Ангаро-Питского бассейна действительно близки по возрасту и принадлежат к одной эпохе формирования.

От возрастной характеристики палеозойских эпох осадочного рудообразования мы воздержимся из-за того, что отсутствует для них достаточное количество возрастных данных.

Из мезокайнозойских эпох осадочного железорудотолжения наибольший интерес представляет верхнемеловая — нижнепалеоценовая эпоха, во время которой проходило формирование многоярусной железоносной толщи крупнейшего по протяженности и запасам руд Западно-Сибирского железорудного бассейна. Для этой эпохи нами по образцам из коллекции Н. Х. Белоус выполнены определения возраста глауконита из верхнемеловых и нижнепалеоценовых толщ, вмещающих основные железоносные горизонты Бакcharского месторождения (рис. 39). Так как результаты этих исследований уже сообщались в печати (Кляровский и др., 1961; Кляровский, 1964<sub>2</sub>), здесь мы кратко остановимся только на характеристике возрастного положения основных рудных горизонтов.

Полученные значения возраста глауконитов (табл. 73) из различных частей железоносной толщи Бакcharской площади, наиболее насыщенной рудами, подтверждают существующее представление о ее положении в стратиграфическом разрезе восточной части Западно-Сибирской низменности (табл. 74). Судя по тому, что в глауконитовых

Таблица 73

**Возраст глауконитов Западно-Сибирского железорудного бассейна**

Характеристика пробы	Содержание калия, %	Возраст, млн. лет
Глауконитолит с сидеритовым цементом над бакcharским рудным горизонтом (нижний или средний палеоцен)	4,00	56
Рудный глауконитолит над чигоринским рудным горизонтом (дат)	5,00	72
Глауконитолит с глинистым цементом над чигоринским рудным горизонтом (дат)	5,00	71
Глауконитолит с глинистым цементом непосредственно над чигоринским горизонтом (нижний дат)	3,82	71
Глауконитолит с глинистым цементом над колпашевским рудным горизонтом (маастрихт)	4,66	84
Глауконитовый песчаник с глинистым цементом над колпашевским рудным горизонтом (маастрихт)	2,90	110
Глауконитолит с глинистым цементом над колпашевским рудным горизонтом (маастрихт)	3,40	132
Глауконитолит из славгородской свиты (домаастрихт)	2,93	96

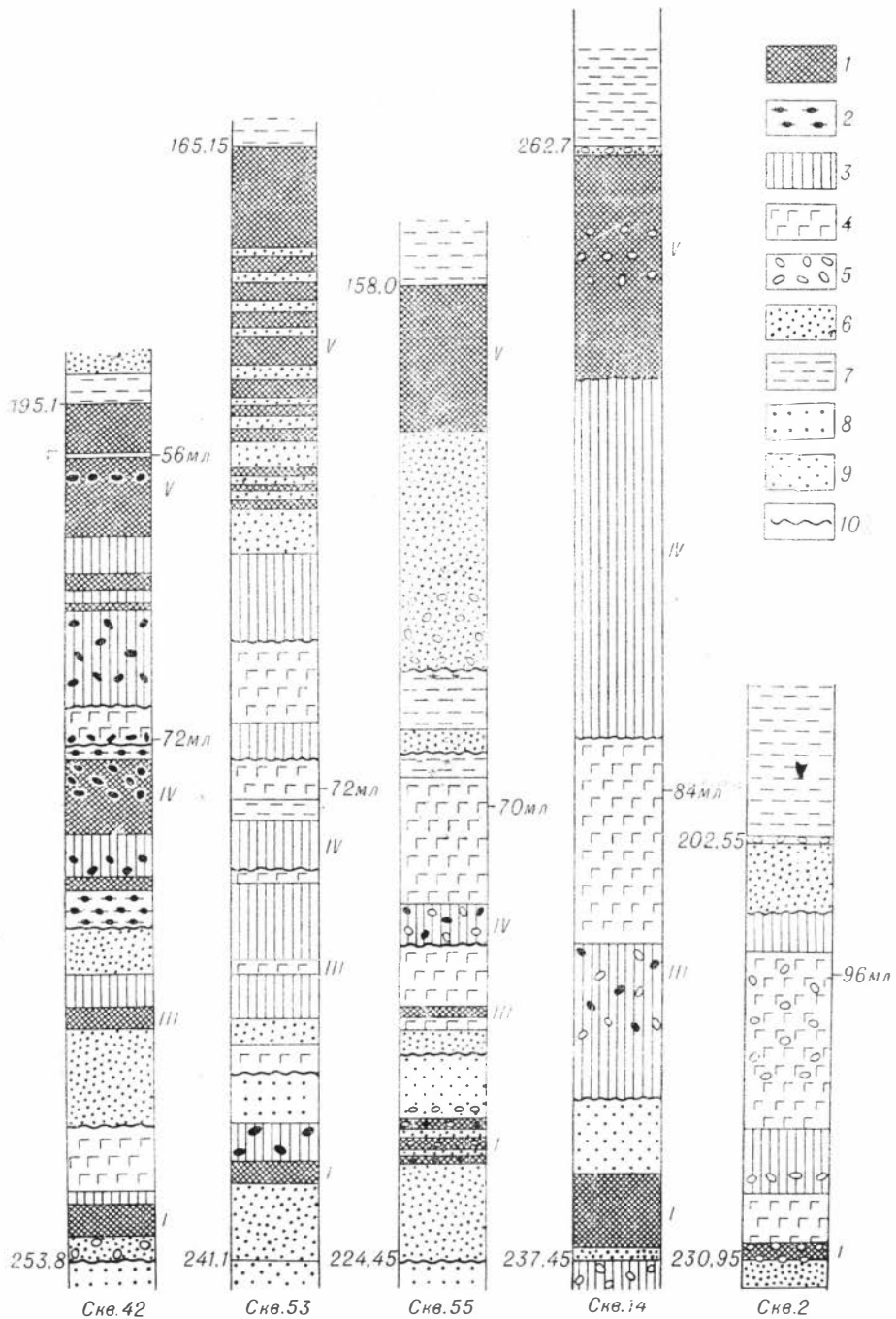


Рис. 39. Положение проб глауконита в разрезах буровых скважин Бакcharской площади Западно-Сибирского железорудного бассейна:

1 — руды различных разновидностей, 2 — континентальные бурые глины с рудными оолитами, 3 — хлоритолиты и хлоритсодержащие породы, 4 — глауконитолиты и глауконитсодержащие породы, 5 — горизонты перемешанных пород с рудной и нерудной галькой, 6 — песчаники с сидеритом и хлоритом, 7 — глины надрудной чеганской свиты, 8 — пески и песчаники подрудной толщи, 9 — алевролиты, 10 — скрытые и явные несогласия. I, II, IV, V — железорудные горизонты: нарымский, колмашевский, чигоринский, бакcharский.

Возраст границ стратиграфических подразделений Бакcharской площади Западно-Сибирского железорудного бассейна

Стратиграфические подразделения		Свита	Возраст глаукононита, млн. лет	Возраст границ стратиграфич. подразд., млн. лет
Палеоген	эоцен	Люлинворская	50	60
	палеоцен	V	56	
	дат	Талшская	70,70	
		IV	72	
	маастрихт	Ганькинская	84	
	III	III		85
	кампан	Славгородская	96	
	сантон			
Верхний мел	коньяк	I		
	турон			
Нижний мел	сеноман			

Примечание. ~ — положение рудоносных горизонтов: I — Нарымского, III — Колпашевского, IV — Тымского, V — Бакcharского.

породах из нижних частей рудоносной толщи глаукоцит обладает относительно высокими значениями возраста (132—96 млн. лет), можно предполагать, что рудообразование, начавшееся еще в раннемеловое время (около 90 млн. лет назад), сопровождалось периодическими размывами нижнемеловых толщ. Закончилось рудоотложение в самом начале палеоцена (около 56 млн. лет назад). Таким образом, общее накопление железоносных толщ шло в течение около 40 млн. лет. При этом важно отметить, что формирование основных железорудных горизонтов отделено друг от друга примерно равными промежутками времени — около 12—15 млн. лет. Поскольку железорудные горизонты залегают в низах тектоно-седиментационных пачек, то период 12—15 млн. лет, по-видимому, можно считать и периодом между тектоническими импульсами, определившими ритмическую смену и последовательность во времени тектоно-седиментационных циклов, стимулировавших рудоотложение.

Установление длительности формирования всей рудоносной толщи и отдельных ее тектоно-седиментационных пачек позволяет получить представление о скоростях осадконакопления для прибрежной части верхнемелового Западно-Сибирского морского бассейна.

Можно считать, что средняя скорость накопления хемогенных осадков, отлагавшихся в лагунных условиях в период между формированием колпашевского и тымского горизонтов (в течение около 15 млн. лет), была равна примерно 0,2 см за 1000 лет, или 2 м за миллион лет. Если допустить, что в пределах одного тектоно-седиментационного цикла седиментация протекала только в течение половины времени цикла, то скорость накопления осадков может быть оценена в 0,4—0,5 см за 1000 лет, или 4—5 м за миллион лет. Несколько большими были скорости накопления терригенных осадков. Так, исходя из



того, что суммарная мощность ганькинской и талицкой свит колеблется от 130 до 250 м, а время их формирования определяется в 20 млн. лет, средняя скорость осадконакопления — от 0,6 до 1,2 см за 1000 лет (максимальная — от 1,2 до 2,4 см за 1000 лет), т. е. от 6 до 24 м за миллион лет. Эти скорости близки известным в литературе скоростям накопления осадков в современных морях — 0,5—0,65 см за 1000 лет для илов Индийского океана, 1—3 см за 1000 лет — для илов окраинных частей Тихого океана, 2—3 см за 1000 лет — на шельфе Антарктиды.

Несколько более низкие скорости осадконакопления, вычисленные для пород Бакчарского месторождения, по-видимому, могут быть объяснены трудностью учета длительности имевших место перерывов в осадконакоплении в начальный период формирования рудоносных горизонтов, следы которых отмечаются в толще, и недоучетом величины размывов свежих толщ в процессе самой седиментации.

Полученные значения возраста по верхнемеловым и нижнепалеоценовым толщам Западно-Сибирской низменности показывают, что граница между мелом и палеогеном датируется возрастом 60 млн. лет. Это близко отвечает представлениям многих авторов геохронологической шкалы фанерозоя (см. табл. 1). Нижняя граница датского яруса определяется около 72 млн. лет, а маастрихта — около 85 млн. лет (см. табл. 74).

В заключение краткого обзора возраста главных эпох рудоотложения Сибири необходимо подчеркнуть, что даже тот небольшой материал, который имеется сейчас, позволил внести серьезные уточнения в представления о возрастном (стратиграфическом) положении важнейших периодов осадочного рудонакопления, имеющего огромное значение в истории развития Сибири, и показал, что необходимы дальнейшие специализированные работы в этом направлении.

## **О ВОЗРАСТЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГНЕТИТОВЫХ РУД АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ**

В пределах Алтае-Саянской складчатой области палеозойские магнетитовые руды пользуются широким распространением. Генезис многих из них сложен, а возраст зачастую дискусионен. Длительное время главные магнетитовые месторождения этого обширного региона, залегающие преимущественно в нижнепалеозойских толщах, связывались с тельбесским гранитоидным комплексом девонского возраста. Ряд исследователей продолжает придерживаться этого мнения и сейчас. Другие относят руды и пространственно связанные с ними интрузии к более древним образованиям. Так, нами по исследованиям в Тельбесском районе Горной Шории (Кляровский, 1952) была показана несостоятельность представлений о девонском возрасте расположенных там магнетитовых месторождений и высказано мнение о таконском возрасте тельбесского плутона и магнетитовых руд Темир-Тельбесской группы месторождений, генетически связывающихся с этим плутоном. И. В. Лучицким и О. И. Шохиной (Кляровский, 1963) было выдвинуто предположение о салаирском возрасте Абазинской интрузии кварцевых олигоклазитов, с которыми многие исследователи связывают формирование Абаканского железорудного месторождения. Новые материалы по Тейскому месторождению в Кузнецком Алатау, Ирбинскому месторождению в Восточном Саяне и Кондомской группе месторождений в Горной Шории также требуют пересмотра представления о девонском возрасте их руд.

К настоящему времени получено значительное количество данных по возрасту интрузивных пород, с которыми частично связывается формирование магнетитовых месторождений, а для некоторых рудных полей — по возрасту минералов из рудных образований (табл. 75), и даже есть несколько определений возраста самого магнетита, выполненных гелиевым методом (табл. 76). Эти данные, наряду с углубленным изучением структуры рудных полей и парагенетических ассоциаций рудных компонентов, позволяют объективно подойти к решению вопроса о возрастном положении палеозойских магнетитовых месторождений.

Нами уже освещались в печати некоторые материалы по этим вопросам (Клярковский, 1960, 1963), однако сейчас представляется возможным несколько расширить и дополнить их.

А из а с с к а я группа магнетитовых месторождений приурочена к тектонической зоне, протягивающейся вдоль северной окраины Западного Саяна в области перехода между существенно сланцевым комплексом джебашской свиты протерозоя и вышележащим эффузивно-осадочным комплексом нижнего кембрия. Эти толщи прорваны породами габбро-альбититового комплекса неясного возраста, с которым большинством исследователей связывается формирование рудных тел Анзасского железорудного месторождения.

Исследованиями И. К. Баженова, Л. В. Громова и других, а также нашими работами 1956—1958 гг. (Белоус, Клярковский, 1956) было обращено внимание на наличие в составе рудных тел Анзасского месторождения реликтов слонистых руд и железистых кварцитов, а во вмещающих породах — магнетито-хлоритовых сланцев. Было высказано предположение о синхронности первичных скоплений железных руд с осадочными нижнекембрийскими толщами и о последующей, весьма интенсивной, переработке их интрузиями.

В последнее время И. М. Волохов и В. И. Иванов в результате детального исследования габброндов Шаманского массива пришли к выводу, что габбронды прямого отношения к формированию анзасских руд не имеют. Они считают, что широко развитая в зоне разлома альбитизация связана с поздним гранитоидным комплексом, обусловившим гранитизацию габброндов Шаманского массива и вмещающих этот массив первично эффузивно-осадочных образований. По их мнению, гранитизация и альбитизация вызывали мобилизацию железа и концентрацию его в зоне разлома. Внедрение габброндов Шаманского массива И. М. Волохов и В. И. Иванов связывают с верхнекембрийским магматическим циклом, тогда как формирование гранитоидного комплекса, гранитизацию, альбитизацию и формирование руд они считают синхронными с большепорожским (чукчутским) гранитоидным комплексом Западного Саяна. Позднекаледонский (таконский) возраст последнего достаточно уверенно определяется цифрами 413 млн. лет (Орлов, 1961) и 410 млн. лет (по нашему определению). Близкие значения возраста получены лабораториями ВСЕГЕИ геологии докембрия по флогопитам из околорудного габбро Анзасского месторождения — 425 и 438 млн. лет и нами по тоналиту из рудной зоны этого месторождения — 444 млн. лет (см. табл. 75). В то же время по биотиту из габброндов Шаманского массива, вне пределов области подвижной зоны, получены, несомненно, более древние значения возраста (по биотиту из габбро-норита 495 млн. лет, по биотиту из тоналита 476, 498 млн. лет), что находится в хорошем соответствии с предположением о верхнекембрийском — ордовикском возрасте габброндов. Таким образом, представление И. М. Волохова и В. И. Иванова о разновозрастности габброндов Шаманского массива и процессов, обусловив-

Возраст пород железорудных месторождений Алтае-Саянской горной области по данным калий-аргонового метода

Место взятия и характеристика проб	Содержание калия, %	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
<b>Кузнецкий Алатау и Горная Шория</b>				
Ташелгинская группа месторождений, 5-я аномалия, скв. 5, глубина 140 м, биотит из милонитизированного пегматондного гранита . . .	5,30	0,0289	458	Б. М. Тюлюп (1964)
Там же, м-ние Монгол, скв. 165, глубина 140 м, биотит из кальцито-биотитовой жилы в полосчатых эпидотово-амфиболово-кальцитовых породах с магнетитом . . . . .	6,20	0,0287	455	То же
Там же, м-ние Монгол, скв. 164, глубина 1256 м, биотит из амфиболо-биотитовой жилки в пироксеновых скарнах с магнетитом . . . . .	4,97	0,0279	445	»
Там же, м-ние Коп-Тау, скв. 158, мусковит из мусковито-полевошпатовой породы гранобластовой структуры . . . . .	7,50	0,0134	227	»
Там же, м-ние Коп-Тау, скв. 60, глубина 37 м, биотит из амфиболо-биотитовой породы среди мраморов синия . . . . .	7,85	0,0152	255	»
Там же, м-ние Западный Монгол, разведочная линия 8, нежно-зеленый мусковит из мраморов синия . . . . .	5,60	0,0125	212	»
Тельбесская группа м-ний, м-ние Темир-Тау, гор. 312 м, флогопит из сфалерито-магнетитовой руды . . . . .	6,90	0,0231	375	ИГиГ СО АН СССР
Казская группа м-ний, м-ние Леспромхозное, флогопит из флогопито-магнетитовой руды, образовавшейся по магнезиальным скарнам	6,70	0,0244	396	Там же
Там же, скв. 367, глубина 572 м, флогопит из рудных скарнов . . . . .	8,00	0,0250	403	»
Тейское м-ние, красный фельзит из брекчиевидных пород в районе главного рудного тела	6,40	0,0157	263	»
Там же, скв. 145, глубина 275 м, граносениит	3,50	0,0116	198	»
Там же, скв. 275, глубина 257 м, граносениит из дайкового тела . . . . .	3,20	0,0165	276	»
Там же, флогопит из скарново-рудных образований . . . . .	6,60	0,0354	548	»
Хайлеоловское м-ние, флогопит из магнетитовых руд . . . . .			392	ВСЕГЕИ
Там же, флогопит из околорудного габбро . . . . .	6,40	0,0315	490	ИГиГ СО АН СССР
То же . . . . .	—	0,0320	496	Там же
» . . . . .			425	ЛГД
» . . . . .			438	ВСЕГЕИ
<b>Горный Алтай</b>				
Иинское м-ние, слюда из скарнов . . . . .	5,30	0,0124	210	ИГиГ СО АН СССР
Белорецкое м-ние, биотитовый роговик . . . . .	2,40	0,0262	328	Там же
<b>Западный Саян</b>				
Анзасское м-ние, флогопит из околорудного габбро	6,95	0,0321	500	»
То же . . . . .	—	0,0310	486	»
» . . . . .	—	—	438	ВСЕГЕИ
» . . . . .	—	—	425	ЛГД
Шаманский массив в районе Анзасского м-ния, биотит из тоналита . . . . .	6,23	0,0278	444	ИГиГ СО АН СССР

Место взятия и характеристика проб	Содержание галлия, %	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Р. М. Абакан, р-н Анзасского м-ния, биотит из биотит-мусковитового гранита (И. М. Волоховым гранит рассматривается как продукт гранитизации габброндов Шаманского массива)	6,06	0,0218	356	ИГиГ СО АН СССР
Анзасское м-ние, разведочная линия 21; серицитохлоритовый сланец чингинской свиты нижнего кембрия	—	—	544	УФАН (1959)
Хлоритово-серицитовый сланец джебашской толщи протерозойского возраста, вмещающей железистые кварциты	—	—	933	ВСЕГЕИ
Р. Устю-Ишкина (ниже р. Устю-Кадыныка), серицитовый сланец сютхольской толщи (протерозой)	—	—	1115	Там же
Абаканское м-ние, Шпатовый карьер, кварцевый порфир, рассекающий руды	1,50	0,0230	374	ИГиГ СО АН СССР
Там же, лабрадоритовый порфирит из мощной дайки	1,90	0,0187	309	Там же
<b>Тува</b>				
М-ние Мюрен, мусковит из пегматита, рассекающего железистые кварциты	8,00	0,0468	695	»
Там же, биотит из пегматита	5,60	0,0386	595	»
М-ние Мугур, мусковит из пегматита, рассекающего железистые кварциты	8,28	0,0453	676	»
Там же	6,15	0,0344	535	»
»	—	—	520	ВСЕГЕИ
Там же, слюдяной сланец	5,52	0,0327	512	ИГиГ СО АН СССР
Р. Мюрен, слюдяной сланец чинчилигской свиты, по биотиту	6,55	—	521	ТПИ
Там же, по мусковиту	7,89	—	491	Там же
Там же, биотитовый гнейс, по биотиту	7,10	—	411	ИГиГ СО АН СССР
Карасукское м-ние, обломки гидротермальноизмененного гранита из зоны минерализации	—	—	114	ВСЕГЕИ
Там же, переотложенный микроклин из кварцкарбонатных пород эндоконтакта рудных тел	8,04	0,0037	66	Там же
<b>Восточный Саян</b>				
Сыдинское м-ние, слюдисто-хлоритовый сланец, вмещающий железистые кварциты	2,15	0,0400	600	ИГиГ СО АН СССР
Сыдинское м-ние, серицитовый сланец из толщи, вмещающей железистые кварциты	—	0,0387	590	Там же
	—	—	588	Л. Н. Овчинников (1959)

ших формирование анзасских руд, и связь последних с большепорожским интрузивным комплексом подтверждаются данными радиологических исследований.

Однако, если учесть, что по биотиту из двуслюдяного гранита (р. М. Абакан, район Анзасского месторождения), который И. М. Волоховым рассматривается как продукт гранитизации габброндов Шаманского массива, определен возраст в 356 млн. лет, то связь процессов гранитизации с большепорожским комплексом оказывается дискуссионной. Полученное значение возраста указывает на принадлежность двуслюдяных гранитов к джойскому интрузивному комплексу, который хотя и широко развит в Западном Саяне, но, по всем данным, прямого отношения к формированию руд Анзасского месторождения

Результаты определения возраста магнетитов из некоторых месторождений Алтае-Саянской горной области гелиевым методом

Месторождение	Место взятия и характеристика проб	Содержание			Возраст, млн. лет
		гелия —3 мл/г	тория —5 г/г	урана —6 г/г	
Абаканское	Скв. 124, глубина 72—79,5 м	0,527	28	0	647
	Карьер 3, слонстая руда	0,386	1,02	2,84	616
	Главное рудное тело, поверхностный выход в зоне эпидотизации	1,53	20,0	50,76	133 *
Тейское	Скв. 127, магнетит из скарновой зоны	0,915	2,0	9,63	540
	Скв. 102, магнетит мелкозернистый из слонстой руды	0,380	1,3	2,13	607
Тельбесское	Главное рудное тело, карьер	0,459	0,9	4,77	562
	Главное рудное тело, керн из скважины	0,284	1,3	0,90	588

не имеет. В последнее время нами по образцам, предоставленным А. С. Митропольским, выполнены определения возраста биотита из гранитов Большеонинского массива, расположенного в непосредственной близости от Анзасской группы месторождений и относящегося к нижнепалеозойскому (шапшальскому) интрузивному комплексу. Полученные значения возраста 480, 435, 414, 406 млн. лет хотя и обладают значительным разбросом, но скорее подтверждают его принадлежность к шапшальскому, нежели к большепорожскому комплексу. Близость цифр для Большеонинского массива с цифрами для пород Анзасской тектонической зоны указывает на вероятную связь процессов, протекавших в этой зоне, с формированием шапшальских интрузий.

Возрастные данные по рудам и породам Абаканского месторождения, располагающегося в северных отрогах Западного Саяна, немногочисленны. Поэтому относительно времени формирования этого месторождения можно высказать только сугубо ориентировочные соображения.

Рудные тела Абаканского месторождения располагаются среди фаунистически охарактеризованных отложений нижнего кембрия. Южнее месторождения эти толщи прорываются гипабиссальной интрузией кварцевых олигоклазитов. Одни исследователи (Кузнецов Ю. А., 1929; Савицкий, 1959; Довгаль, 1959; и др.) считают ее девонской, другие (Баженов, 1934; Лучицкий, 1960; Кляровский, 1963; и др.) — кембрийской. По кварцевому порфиру из дайки, рассекающей магнетитовые руды Шпатового карьера, определен возраст 374 млн. лет, что указывает на девонское время его внедрения. Поскольку дайки этого состава считают производными Абазинской интрузии, то, следовательно, и девонский возраст последней находит дополнительное подтверждение. Тем не менее вопрос о возрасте Абазинской интрузии даек и возрастного соотношения их с рудами все же нельзя считать окончательно решенным.

Дискуссионными являются также вопросы о генезисе и возрасте руд Абаканского месторождения. Большинство исследователей считают руды этого месторождения контактово-метасоматическими и связывают их формирование с внедрением абазинских олигоклазитов, хотя

непосредственных связей руд месторождения с этой интрузией не устанавливается. Другие исследователи (Л. В. Громов, Н. Х. Белоус, В. М. Кляровский и др.) считают, что главная масса руд имеет первичный эффузивно-осадочный генезис, а в последующем руды и строение месторождения были усложнены в связи с тектоническими дислокациями, прорывом рудного горизонта интрузивными породами, процессами контактового метаморфизма и интенсивной гидротермальной деятельностью. К сожалению, как в пределах самого Абаканского месторождения, так и в его окрестностях серьезных геохронологических исследований не проводилось. По нашей просьбе несколько лет назад в Институте геологических наук АН КазССР было выполнено определение возраста нескольких проб магнетита гелиевым методом (см. табл. 76). По двум пробам мелкозернистых магнетитов Абаканского месторождения получены хорошо сходящиеся цифры — 616 и 617 млн. лет. Эти цифры хотя и являются несколько неожиданными, но в общем не противоречат представлениям о древнем возрасте руд. К тому же если учесть, что для кварцевого порфира из дайки, рассекающей руды, получено значение возраста 374 млн. лет, то в совокупности эти данные подтверждают предположение об отсутствии прямых связей между концентрацией рудного вещества месторождения и внедрением Абазинской интрузии. Последняя могла оказывать только метаморфизирующее воздействие на ранее сформированные руды.

По лабрадоровому порфириту, слагающему мощную дайку, обрезающую рудное поле с востока, определена цифра 306 млн. лет, указывающая на верхнекарбонный ее возраст. О еще более молодой стадии минерализации, возможно, свидетельствует определенный гелиевым методом возраст магнетита из зоны эпидотизации — 133 млн. лет. На первый взгляд, это значение представляется маловероятным. Однако, судя по резко повышенным по сравнению с другими пробами содержаниям в этом магнетите урана и тория, можно думать, что он действительно образовался в мезозойское время в пределах зон низкотемпературной гидротермальной деятельности.

Относительно генезиса и возраста магнетитовых руд Тейского месторождения в Кузнецком Алатау также нет единого мнения. В зависимости от взглядов на генезис этого месторождения, возраст его руд определяется в интервале от кембрия до девона включительно. В последнее время образование руд и скарнов месторождения рядом исследователей связывается с граносиенитовой интрузией, возраст которой предположительно определяется в интервале ордовик — нижний девон (Поляков, 1962). Однако имеющиеся немногочисленные данные по абсолютному возрасту не подтверждают этой связи.

По флогопиту из скарнов главного рудного тела Тейского месторождения калий-аргоновым методом определен возраст в 548 млн. лет (см. табл. 75). Гелиевым методом возраст магнетита из той же скарновой зоны определен в 540 млн. лет, а по мелкозернистому магнетиту из слоистых руд — в 607 млн. лет (см. табл. 76). Эти цифры довольно убедительно говорят о древнем возрасте магнетитовых руд. Кстати заметить, что по галениту из сульфидных жил в рудных образованиях Абагасского участка Тейского месторождения установлен изотопный состав свинца (при  $Pb^{204}=1$ ,  $Pb^{206}=17,70$ ;  $Pb^{207}=15,55$ ;  $Pb^{208}=37,63$ ), отвечающий каледонскому времени. Это также говорит о додевонском времени формирования магнетитовых руд.

В то же время по граносиениту, вскрытому скважинами на глубине около 260 м, получены весьма молодые значения возраста — 276 и 198 млн. лет. Интересно, что тот же возраст (263 млн. лет) определен

и по красным фельзитовидным породам из обломков брекчиевидных образований, развитых в верхах разреза главного рудного тела. Интерпретация столь низких значений возраста затруднительна, но во всяком случае они, безусловно, говорят об относительно молодом возрасте интрузий.

Сопоставление возрастных определений по сиенитам и рудным образованиям довольно убедительно говорит об их разновозрастности, а значит, и об отсутствии между ними прямых генетических связей.

Таким образом, намечается кембрийский возраст (около 540 млн. лет) скарновых образований месторождения и это позволяет предполагать их генетические связи с другими более древними интрузиями этого района, в частности с габбро-диоритами. Полученное же значение возраста 607 млн. лет по мелкозернистому магнетиту из руд со слоистой текстурой, возможно, свидетельствует в пользу высказанного ранее предположения об участии в строении месторождения осадочных руд, метаморфизованных и мобилизованных в кембрийское время.

Для месторождений Ташелгинской группы, по данным Б. М. Тюлюпо (1964<sub>1,2</sub>), имеется несколько определений абсолютного возраста биотита, отобранного из различных милонитизированных жильных и гидротермальных образований в пределах рудной зоны (см. табл. 75). По биотиту из милонитизированного пегматоидного гранита инъекционной зоны, в пределах которой располагаются рудные тела, и из жильных образований, пересекающих скарны и руды, получены практически одинаковые значения возраста — около 450 млн. лет. Эти цифры подтверждают нижнепалеозойский (возможно, салаирский) возраст кислых гранитоидных интрузий, производные которых пересекают и метаморфизуют скарново-рудные тела Ташелгинских месторождений. Исходя из этого, а также учитывая, что сиениты, с которыми некоторые исследователи генетически связывали формирование рудных тел, не обнаружены, Б. М. Тюлюпо (1964<sub>1</sub>) пришел к выводу, что формирование рудных тел Ташелгинского рудного поля связано со среднекембрийским габбро-диоритовым комплексом.

Вместе с тем по мусковиту из мраморов и грейзенизированных левощпатовых пород и по биотиту из амфибол-биотитовых образований в протерозойских мраморах определен возраст 212, 227 и 255 млн. лет. Эти данные, как справедливо заключает Б. М. Тюлюпо (1964<sub>2</sub>), свидетельствуют о возобновлении трещинообразования и эндогенного минералообразования в мезозойское время в пределах древней зоны смятия глубокого заложения, из которой приурочены рудные тела Ташелгинских месторождений. В связи с этим следует напомнить, что при геохронологических исследованиях в пределах Томского кристаллического массива и Прителецкого района, располагающихся в области того же глубинного разлома, также отмечен молодой (мезозойский) этап омоложения древних толщ. Данные по Ташелге являются дополнительным подтверждением сделанного ранее вывода о связи поздних этапов омоложения с процессами активизации тектоно-магматической и гидротермальной деятельности в областях региональных подвижных зон.

Обращает внимание, что возрастными данными выявляется синхронность формирования рудных полей Ташелгинского и Тейского рудных районов. Устанавливается, что месторождения той и другой групп формировались в кембрийское время (540—500 млн. лет) и генетически связаны, по-видимому, с синхронными интрузиями габбро-диоритов.

Для обеих групп характерно наличие образований, показывающих возраст 270—260 млн. лет, свидетельствующий об активизации тектоно-

магматической и гидротермальной деятельности в позднегерцинское — раннемезозойское время, что характерно для подвижных зон глубокого залегания.

Для месторождений Темир-Тельбесского района Горной Шории, возраст которых в настоящее время определяется в узком диапазоне — от нижнего ордовика до силура, получены до некоторой степени противоречивые данные. Гелиевым методом по двум пробам магнетита Тельбесского месторождения определен возраст 562 и 588 млн. лет, указывающий как будто бы на кембрийское время формирования этого месторождения и в общем не так уж противоречащий современным геологическим представлениям. В то же время по флогопиту из скарнированной сфалерито-магнетитовой руды месторождения Темир-Тау определен возраст 375 млн. лет, а для флогопита из магнетитовой руды Лес-промхозного месторождения соседней Казской группы — 396 млн. лет. Эти цифры свидетельствуют о девонском возрасте рудных образований, что находится в противоречии с известными фактами о наличии валунов и гальки руд и скарнов в базальных конгломератах нижнего девона (Кляровский, 1952; и др.). Выше уже указывалось, что до получения новых материалов мы рассматриваем эти низкие значения как результат омоложения в связи с внедрением среднепалеозойских, несомненно, пострудных диабазовых даек, в изобилии распространенных в полях рудных месторождений.

Кембрийский возраст скарновых месторождений Карышской и Камыштинской групп месторождений (восточный склон Кузнецкого Алатау) определяется возрастными значениями, полученными для гранитоидных массивов, с которыми генетически связаны эти месторождения: для Карышского массива 544—455 млн. лет, для Бейского массива 470—510 млн. лет, для сиенита из района оз. Булан-Куль 509—524 млн. лет. Тот же кембрийский возраст месторождений Краснокаменской группы западного склона Восточного Саяна определяется данными о возрасте ольховского гранитоидного комплекса — 540—485 млн. лет (Поляков и др., 1965<sub>1</sub>).

Для Ирбинского месторождения прямые определения возраста отсутствуют, однако исследование свинца из галенита сульфидной стадии минерализации показало, что изотопный состав отвечает нижнепалеозойскому времени (при  $Pb^{204}=1$ ,  $Pb^{206}=17,45$ ;  $Pb^{207}=15,79$ ;  $Pb^{208}=37,71$ ;  $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}=0,905$ ).

Это не противоречит результатам геологических исследований последнего времени, в ходе которых установлено, что вулканогенные образования имирской свиты нижнего девона налегают на размытую поверхность Ирбинской и Белькской интрузий, а магнетитовые руды Ирбинского месторождения рассекаются девонскими щелочными сиенитами. Эти данные позволили Б. П. Зубкус и Е. А. Шнейдеру (1964) отнести интрузии и связанные с ними руды к додевонскому времени.

Рассмотренные материалы по возрасту палеозойских магнетитовых месторождений Алтае-Саянской горной области показывают, что существовавшее длительное время представление о связи эндогенных (или сложных по генезису) магнетитовых железорудных месторождений с девонским (тельбесским) тектоно-магматическим этапом не подтверждается. Формирование магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области связано преимущественно с раннекаледонским (в частности, с салаирским) тектоно-магматическим этапом.

В пределах Каргонской структурно-формационной зоны, расположенной в западной части Горного Алтая, в непосредственной близос-



ти к герцинской Обь-Зайсанской геосинклинальной области, известен ряд железорудных месторождений вулканогенно-осадочного (гематитовые и гематито-магнетитовые), гидротермального (гематитовые) и контактово-метасоматического (магнетитовые) генезиса.

Вулканогенно-осадочные руды, слагающие различные по размерам сближенные линзы и пласты, приурочены либо к фации тонко перемытых вулканогенных и песчано-глинисто-кремнистых образований, реже к конгломеративным и туфобрекчиевым горизонтам. Все они залегают в переходных слоях между нижней, существенно эффузивной, и средней, эффузивно-осадочной, толщами эйфельских отложений (Лапин, 1963). Таким образом, среднедевонский возраст этого типа руд Каргонской зоны устанавливается вполне уверенно.

Относительно же возраста контактово-метасоматических руд Каргонской зоны единого мнения нет. Одни исследователи высказывались за раннегерцинский, другие — за позднегерцинский их возраст. В. Е. Попов, Ж. Д. Никольская и В. Н. Зелепугин (1962) считают, что формирование контактово-метасоматических руд, как и интрузий, к которым приурочены магнетитовые руды, произошло в предверхнеживетскую тектоническую фазу (средний девон).

По наблюдениям на Инском месторождении (Попов и др., 1962), руды локализованы в нижней части эйфельской эффузивно-осадочной толщи. Этим определяется нижний предел для времени формирования контактово-метасоматических залежей каргонской зоны.

Верхняя граница времени формирования этих руд определяется тем, что магнетитовые руды и рудные скарны рассечены порфирированными биотитовыми гранитами Тигеревского интрузива и их гибридными производными. Как известно, тигеревские граниты большинством исследователей относятся к верхнегерцинским образованиям и сопоставляются с калбинским интрузивным комплексом Рудного Алтая (Кузнецов В. А., Лапин и др., 1964; и др.).

Другие исследователи считают их верхнедевонскими (Попов и др., 1962).

Возраст биотита из гранита Тигеревского массива определен в 324 млн. лет, а по биотиту из контактовых роговиков в рудном поле Белорецкого месторождения — 328 млн. лет. Согласно этим данным, граниты Тигеревского массива формировались в позднегерцинское время. В то же время для Убино-Белоречинского массива возраст по биотиту определен в 348 млн. лет — нижний карбон. Для близкого к Тигеревскому массиву по составу пород и тектонической позиции Коровихинского массива возраст по биотиту из пегматита оказался 364, а по амазониту — 351 млн. лет. Уран-торий-свинцовым методом по полноразу и монациту получены в общем близкие значения — 372, 390 и 357, 372 млн. лет соответственно. Следовательно, Коровихинский массив формировался на границе девона и карбона.

Так или иначе, но Тигеревская и близкие к ней интрузии являются последнедевонскими или в крайнем случае позднедевонскими образованиями. Отсюда следует, что контактово-метасоматические магнетитовые руды Каргонской зоны могли быть сформированы в интервале конец среднего — верхний девон.



**ВОЗРАСТ ГЛАВНЫХ ЭПОХ МАГМАТИЗМА  
В ИСТОРИИ СИБИРИ**

Проведенный анализ имеющихся данных по абсолютному возрасту интрузивных пород позволил подойти к возрастной оценке наиболее распространенных интрузивных комплексов, выделяемых в каждом из рассматриваемых регионов. Сопоставление региональных данных (табл. 77) показывает принадлежность их к основным тектоно-магматическим эпохам: родезийской, беломорской, гренвильской, байкальской, каледонской и герцинской.

Магматизм родезийской эпохи (2900—2500 млн. лет) проявился в Енисейском кряже и Восточном Саяне. К этой эпохе принадлежат гнейсо-граниты и гранито-гнейсы, располагающиеся среди метаморфических пород Восточного Саяна и имеющие, по данным свинцово-изохронного метода, возраст около 2900 млн. лет, а по данным калий-аргонового метода, — более 2400 млн. лет. В Енисейском кряже о магматизме этой эпохи свидетельствуют пегматиты, прорывающие гнейсы енисейского комплекса и имеющие возраст, по данным рубидий-стронциевого метода, 2600 млн. лет. Возможно, с этим же временем связано формирование в Восточном Саяне бельского комплекса основных и средних пород и китойского комплекса гнейсо-гранитов. С родезийской эпохой магматизма связано формирование чарнокитов западного склона Анабарского щита. Для них получен возраст 2300—2400 млн. лет.

В беломорскую эпоху магматизма (2200—1800 млн. лет) формировались киликейские плагиограниты и крупные массивы порфиробластических гранитов таракского комплекса в Енисейском кряже, ультраосновные и основные породы урдоокинского и хойтоокинских комплексов, онотские гнейсо-плагиограниты и канские граниты в Восточном Саяне. Возраст киликейских плагиогранитов, по данным М. И. Волобуева (1967), 2200 млн. лет, а возраст таракских гранитов и связанных с ними пегматитов уран-торий-свинцовым и рубидий-стронциевым методами достаточно надежно определяется в 2100—2000 млн. лет. Для онотских гнейсо-плагиогранитов, залегающих среди пород архейских толщ Восточного Саяна, получены цифры 1750—1670 млн. лет, свидетельствующие о принадлежности их к нижнепротерозойским образованиям. Для канских гранитов не получено цифр, отвечающих их стратиграфическому возрасту. Однако соотношение гранитоидов со структурами бирюсинской серии показывает, что граниты синхронны структурам второго наложенного этапа, т. е. имеют нижнепротерозойский возраст (Хильтова, 1964). Для гранитоидных пород в бассейне р. Ангасолка возраст определен в 1700 млн. лет. Пегматиты этого времени, по калий-аргоновому методу, показывают возраст 1800—1700 млн. лет.

С этой же эпохой, по-видимому, связано и формирование тебинских габброндов и томского гнейсо-гранитного комплекса в Кузнецком Алатау. По породам томского комплекса главная масса цифр, полученных калий-аргоновым методом, соответствует верхнепалеозойскому этапу омоложения. Единичные определения возраста по роговой обманке показали древние цифры — около 1900 млн. лет, что позволяет относить формирование этого комплекса к беломорской эпохе магматизма.

В заключительные стадии беломорской эпохи магматизма формировались дайковые и пластовые тела диабазов, пересекающие граниты Таракской интрузии. По уралитизированным разностям диабазов определен возраст 1600—1650 млн. лет, подтверждающий принадлежность их к нижнепротерозойским образованиям. Близкий возраст (1700 млн лет) получен и для основных пород, найденных в виде обломков в некоторых трубках взрыва Чадобецкого поднятия.

Гренвилльская эпоха магматизма (1200—800 млн. лет) проявилась в Енисейском кряже, Восточном Саяне и, вероятно, в Юго-Восточной Туве.

Древнейшие образования этой эпохи представлены основными породами. Возраст основных пород из бассейна р. Ануй в Восточном Саяне определен в 1175 млн. лет. В Енисейском кряже (бассейн рек Татарка и Кан) возраст габбро-диабазов определен в 1100—1200 млн. лет. Оливиновые долериты Горевского месторождения имеют возраст 1050—1150 млн. лет. В это же время или несколько позже в Енисейском кряже формировались тейские (900 млн. лет) и посольненские (900—950 млн. лет) гнейсо-граниты, нижнеканские (900 млн. лет), аяхтинские (900 млн. лет) и татарские (800—850 млн. лет) граниты. В Восточном Саяне с этой эпохой связано формирование гранитоидов саганшутского, зангисанского, хонголдойского (>850 млн. лет), гутарского и саянского (1100 млн. лет) комплексов. Вполне вероятно, что в Туве к этому же времени должны быть отнесены интрузии саянского комплекса и эрзинские граниты (>700 млн. лет). Как показали исследования изотопного состава рудных свинцов, свинцовые месторождения Енисейского кряжа также имеют возраст около 900 млн. лет, что подтверждает наличие здесь мощного гранитоидного магматизма. В Западном Саяне с этим временем (900—1100 млн. лет) связан метаморфизм джебашской и сютхольской толщ. Возможно, тогда же были сформированы метаморфические толщи Прителецкого района и Теректинского горста в Горном Алтае.

Судя по определениям возраста интрузивных пород в Енисейском кряже, можно предполагать, что в гренвилльское время гранитоидный магматизм проявлялся не в один, а в несколько последовательных этапов. Сугубо ориентировочно можно говорить о существовании трех вероятных этапов магматизма с возрастом 1200, 1000 и 800 млн. лет.

В байкальскую эпоху (800—600 млн. лет) произошла коренная тектоническая перестройка рассматриваемой территории, сопровождавшаяся относительно слабыми магматическими проявлениями. Гранитоидный магматизм если и проявлялся, то в сравнительно незначительных масштабах. В Енисейском кряже в это время формировался порожинский гранитный комплекс. По данным М. И. Волобуева (1967), его возраст определяется около 630 млн. лет. В Восточном Саяне к этой эпохе, по-видимому, могут быть отнесены интрузии араошайского гранитоидного комплекса, прорывающие флористически охарактеризованные толщи ямангольской свиты (Никитина, Митрофанов, Бузиков и др., 1964). Ямангольская свита является аналогом мойгошинской, а возраст последней определен в почве 870, а в кровле 720 млн. лет. Прорыв последокембрийских пород массивами этого комплекса никем и нигде не установлен. Таким образом, интрузии араошайского комплекса моложе 700 и древнее 600 млн. лет и, вероятно, синхронны порожинским в Енисейском кряже.

Важнейшее значение в истории рассматриваемой территории имел магматизм салаиро-каледонской эпохи, широко проявившийся почти во всех регионах. Практически пока достоверно неизвестны интрузии

Абсолютный возраст интрузивных комплексов и основных этапов магматизма в главных структурных зонах юго-западного обрамления Сибирской платформы

Возраст	Тектоно-магматические циклы	Енисейский край	Восточный Саян	Кузнецкий Алатау	Тува	Западный Саян	Горный Алтай	Рудный Алтай
300	P	Герцинский	Кийский нефелиновых сиецитов (270 или древнее)	Шагайтэгольский гранитный (~300)	Мустагский гранитный (340)	Карадырский щелочных пород (240) Восточно-Тувинский нефелиновых сиецитов (290) Сютхольский гранитный (290) Торгальский габбро-сиецитовый (360)	Чуйский лампрофировый Теректинский диабазовый Юстыдский и др. гранитные (290—300) Яломанский гранитоидный (320—350) Чарышский габбро-диабазовый (360—380)	Малые основные интрузии Калбинский гранитный (290—310) Зменногорский гранитоидный (330—380) Дозменногорский габброидный
	C							
	D							
400	S	Саланро-Каледонский	Ботогольский нефелиновых сиецитов Ирбинский граносиецитовый Огнитский (460—530), сархойский (500) гранитоидные Ольховский гранитоидный (510—520) Самсунурский плагиогранитный (>480)	Горячегорский нефелиновых сиецитов (390) Патынский габбро-сиецитовый Сорский гранит-порфировый (380—390) Тельбесский, кожуховский, тигер-тышский гранитоидные Улень-туимский гранит-граносиецитовый (500)	Саянгиленский нефелиновых сиецитов (380) Бренский граносиецитовый (380) Геденбергитовые нефелиновые сиециты (400—420) Чингекатский гранитный (420—450)	Джойский гранит-гранодиоритовый (360—380) Большепорожский гранитоидный (420) Шапшальский гранитный (460)	Шапшальский гранитный (460)	
	O							
	Сп							
500	Сп	Татарский щелочных сиецитов (550)	Лысанский габбро-пироксенит-дунитовый Нерсинский, боксонский габброидные Ильчирский, гипербазитовый	Кондомский граносиецитовый Лебедской плагиогранитный (500—540) Мартайгинский габбро-сиецитовый (540) Саланский гипербазитовый Бюйский габброидный Диабазо-порфиритовый	Таннуольский габбро-плагиогранитный (490—510) Актовракский гипербазитовый Диабазо-порфиритовый	Манский плагиогранитный Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый Актовракский гипербазитовый Субботинский габброидный Диабазо-порфиритовый	Чаганузунский гипербазитовый Диабазо-порфиритовый	
								V
700	V	Байкальский	Порожинский гранитный (630)	Арашойский гранитоидный				
800	Pt <sub>3</sub>	Гренвилльский	Татарский гранитный (800—850) Аяхтинский гранитный (900—1000) Нижнеканский гранитный (900) Посольненский гранитный (900—950) Тейский гнейсо-гранитный (900) Основные породы (1100—1200) Сурихинский гипербазитовый	Саянский (1100), гутарский хонголдской гранитные (1100—1200) Зангисанский порфировидных гранитов Саганшудутский гнейсо-плагиогранитный Бильчирский габброидный	Саянский, эрзинский гранитные (>700)			
900								
1000								
1100	Rf <sub>3</sub>							
1200	Rf <sub>2</sub>							
1300	Rf <sub>1</sub>	Медвежьеозерный						
1400								
1500								
1600								
1700	Pt <sub>2</sub>	Беломорский	Основные дайки и силы (>1650) Таракский гранитный (2100) Киликейский плагиогранитный (2200)	Канский гранитный (2000—2100) Оюотский гнейсо-плагиогранитный (>1750) Урдоокинский, хойтоокинский гипербазитов и габброидов (>1200)	Томский гранитный (>1860) Тебинский габброидный			
1800								
1900								
2000	Pt <sub>1</sub>	Родезийский	Богунаевский гранитно-чарнокитовый (>2500) Камбирский габбро-анортозитовый (>2500)	Китойский гнейсо-гранитный Бельский ультраосновных (?), основных и средних пород				
2100								
2200								
2300								
2400								
2500								
2600								
2700	A							

живные породы этого времени только в Енисейском кряже, хотя, по некоторым радиологическим данным, можно с этим временем связывать формирование татарских щелочных сиенитов, некоторых пегматитов и других эндогенных образований. Магматизм салаиро-каледонской эпохи проявился в несколько этапов. С начальными стадиями собственно салаирского этапа связывается образование габбро-гипербазитовых магматических комплексов, отвечающих спилито-кератофировой и габбро-пироксенит-дунитовой группам формаций. По породам этих комплексов определения абсолютного возраста отсутствуют. Имеющиеся два определения возраста биотита из габбро-диорита (369 млн. лет) и габбро (294 млн. лет) Лысогорского массива в Западном Саяне являются сильно омоложенными и скорее отвечают времени наложенных процессов, нежели действительному возрасту этой интрузии.

Радиологически достаточно надежно устанавливается возраст интрузивных комплексов последующих стадий салаирского этапа. Все они формировались в интервале 540—480 млн. лет, т. е. в течение среднего — верхнего кембрия и, возможно, в начале ордовика.

Возраст гранитоидных батолитовых по типу интрузий, известных в Западном Саяне, Туве и Горном Алтае и образовавшихся в среднюю стадию салаиро-каледонского цикла, по данным калий-аргонового метода, уверенно датируется в интервале 460—420 млн. лет (ордовик — силур), что подтверждает их связь с таконской фазой складчатости. В это же время, по-видимому, формировались Кожуховский, Тельбесский и Тигер-Тышский гранитоидные массивы в Кузнецком Алатау и ирбисский граносиенитовый комплекс в Восточном Саяне.

С поздней стадией салаиро-каледонского цикла обычно связывают становление граносиенитовых интрузий брельского комплекса в Туве, джойского в Западном Саяне, Сорской гранит-порфировой интрузии в Кузнецком Алатау и других. Данные определения возраста калий-аргоновым методом действительно указывают на время их формирования в нижнем девоне (390—380 млн. лет).

Магматизм герцинской эпохи наиболее интенсивно проявился в западных районах области (Рудном и Горном Алтае), несколько слабее в Туве, Западном Саяне и Кузнецком Алатау и весьма незначительно в Восточном Саяне и Енисейском кряже. В герцинское время, так же как и в каледонское, имело место несколько этапов магматизма.

С ранней стадией в Горном Алтае связывается чарышский габброидный комплекс, представленный серией небольших массивов габбро, габбро-диабазов и габбро-диоритов, расположенных вдоль Чарышского регионального разлома. Эти интрузии секут дислоцированные среднедевонские толщи, но предшествуют интрузии герцинских гранитов батолитового типа (Кузнецов В. А. и др., 1964). Абсолютный возраст чарышских габброидов определяется в 350—360 млн. лет. Вероятным аналогом этого комплекса в центральной части Алтая является талдинский комплекс, представленный силлами и дайками габбро-диабазов, а в Рудном Алтае — дозменногогорский комплекс габброидов. В это же время в Туве формировался торгалыкский габбро-сиенитовый комплекс, датируемый возрастом 360 млн. лет (верхний девон — нижний карбон). С вулканическими образованиями коагматичны гранитоидные интрузии. Породы Онгудайского массива показывают возраст 360 млн. лет. Синхронными, вероятно, являются и граносиениты, входящие в состав Турочакского и Саракочшинского массивов, которые, по данным Е. П. Зайченко (1955, 1956), тесно связаны со среднедевонскими эффузивами и имеют девонский возраст.

Со средней стадией герцинского цикла связывается образование в Горном Алтае гранитоидных комплексов повышенной основности и интрузий слюдяных гранитов. Радиологическими данными устанавливается принадлежность их к двум этапам магматизма, хотя и близким по возрасту. Более древний этап датируется значением возраста в интервале 350—320 млн. лет. В тех же пределах определяется возраст интрузий зменногорского комплекса Рудного Алтая. Возраст же гранитных батолитовых интрузий, сопровождавших главную складчатость герцинского орогенного цикла, определяется в 320—280 млн. лет, что отвечает границе карбон—пермь. Тот же возраст установлен и для интрузий, относимых в Рудном Алтае к калбинскому комплексу. В Туве в это время формировались интрузии гранитов сютхольского комплекса и нефелиновых сиенитов восточно-тувинского комплекса. В Восточном Саяне к образованиям этого времени, по-видимому, следует относить граниты шагайтэгольского комплекса, возраст которого по весьма ограниченному числу цифр определяется около 300 млн. лет.

Магматизм поздней стадии герцинского цикла, по данным В. А. Кузнецова (1964, 1967) и других исследователей, представлен малыми основными интрузиями в Рудном и Горном Алтае (теректинский диабазовый и чуйский лампрофировый комплексы) и в других регионах. С активизацией тектоно-магматических процессов этого времени в Туве, возможно, связано формирование малых интрузий щелочных пород (караадырский комплекс).

Радиологические данные для позднегерцинских и мезозойских образований весьма малочисленны и не позволяют дать исчерпывающую оценку их возраста. Для малых интрузий щелочных пород Тувы возраст определяется в 240 млн. лет. Тот же возраст определен и для процессов альбитизации габброидов торгалыкского комплекса в Туве (250 млн. лет). На многих месторождениях Кузнецкого Алатау, Тувы, Салаира, Горного и Рудного Алтая изотопными исследованиями выявлена молодая стадия минерализации, сопровождающаяся свинцами с изотопным составом, почти тождественным изотопному составу свинцов Забайкалья, мезозойский возраст которых подтвержден как геологическими, так и радиологическими данными. Нашими исследованиями в Прителецком районе установлен мезозойский этап омоложения пород (220—170 млн. лет), располагающихся в области Кузнецко-Алтайского глубинного разлома. Исследованиями В. В. Шурупова и др. (1966) в Туве установлено, что гранитоиды района Карасукского месторождения подвергались интенсивному гидротермальному процессу в меловое время (151—114 млн. лет), а время самого рудного процесса этого месторождения датируется цифрой 70 млн. лет.

Заканчивая краткую возрастную характеристику главных эпох магматизма различных регионов Сибири, отметим две общие особенности развития магматизма в пространстве и времени.

Как показывают данные, древнейшие интрузивные породы преимущественно развиты в восточных регионах рассматриваемой территории (Енисейский кряж, Восточный Саян), относительно молодые преимущественно размещаются в западных регионах (Горном и Рудном Алтае). В этом же направлении уменьшается интенсивность магматизма древнейших эпох и увеличивается интенсивность магматизма молодых эпох. Таким образом, устанавливается закономерное смещение максимумов проявления магматизма с востока на запад в процессе развития тектоно-магматической деятельности от архея до мезозоя. Радиологическими данными подтверждается представление о направ-

ленно-полициклическом развитии тектоники и магматизма от Анабарского щита через области байкалид Протеросаяна и Енисейского кряжа и каледонид Алтае-Саянской горной области к герцинской Зайсанской геосинклинальной зоне.

При сопоставлении истории развития магматизма в докембрии и палеозое обращает внимание резкое сокращение в палеозое длительности интервалов между основными тектоно-магматическими эпохами и между этапами магматизма и складчатости. Так, материалы по Енисейскому кряжу и Восточному Саяну показывают, что эпохи активизации тектоно-магматической деятельности в докембрии разделены эпохами относительного покоя длительностью 500—1000 млн. лет и болес. В палеозое же, имеющем длительность всего около 300 млн. лет, прошли две крупные тектоно-магматические эпохи — каледонская и герцинская, не разделенные сколько-нибудь продолжительной стадией относительного покоя.

Конечно, нужно иметь в виду, что, поскольку абсолютная ошибка определения возрастает с увеличением возраста исследуемых объектов и происходит потеря информации в связи с наложением необратимых геологических процессов, оценка возраста древнейших тектоно-магматических эпох дается более грубо. Тем не менее значительная разница в длительности эпох докембрия и палеозоя, намного превосходящая вероятные ошибки метода, позволяет говорить о различии в скоростях развития тектоно-магматических процессов в докембрии и палеозое.

В силу отмеченных причин мы не можем выделить внутри древнейших (архейских и нижнепротерозойских) эпох отдельных этапов магматической активизации. Для гренвилевского времени намечаются интервалы между этапами магматической активизации длительностью около 200 млн. лет. В сравнении с фанерозоем это отвечает не менее чем трем самостоятельным тектоно-магматическим эпохам. При дальнейших геологических и геохронологических исследованиях было бы весьма интересно выяснить, принадлежат ли выделяющиеся по радиологическим данным разным возрастным интрузии этого времени трем самостоятельным эпохам или трем этапам одной тектоно-магматической эпохи.

В течение каледонской и герцинской тектоно-магматических эпох, охватывающих практически весь палеозой, согласно радиологическим данным, тектоно-магматическая деятельность проявлялась периодически. За время от среднего кембрия до триаса насчитывается не менее семи этапов активизации интрузивного магматизма через каждые 20—40 млн. лет. При этом в каледонскую эпоху интервалы между вспышками магматизма были несколько большими, чем в герцинское время, что указывает на учащение тектонических процессов даже за такой относительно короткий промежуток времени, как от нижнего палеозоя до мезозоя.

Не все этапы магматизма фиксируются повсеместно наличием гранитоидных тел соответствующего возраста. Это, видимо, связано как с различной интенсивностью проявления магматических импульсов в разных регионах, так и с частичной потерей временной информации при наложении относительно молодых эндогенных процессов на ранее сформированные породы. При статистической обработке возрастных данных по отдельным регионам резкие пики на гистограммах получаются только для наиболее интенсивных этапов гранитообразования, создается ошибочное представление о большой длительности интервалов между этапами: 75 млн. лет в Восточном Саяне, 65 млн. лет в Туве, 55 млн. лет в Кузнецком Алатау и 50 млн. лет в Горном Алтае.

Но даже и в этом случае тенденция ускорения развития тектоно-магматической деятельности в течение палеозоя сохраняется.

У нас, к сожалению, отсутствуют данные по темпам развития тектоно-магматической деятельности в послепалеозойский этап развития рассматриваемой территории. Только в процессе определения абсолютного возраста верхнемеловых железорудных толщ Западно-Сибирского бассейна нами было установлено, что тектонические импульсы, обусловившие инверсию трансгрессий и местных регрессий, следовали периодически через 10—15 млн. лет. Эти данные согласуются с периодичностью складкообразования в мезокайнозойское время (15—25 млн. лет), установленной М. М. Рубинштейном (1966) для мезокайнозойского этапа развития Кавказа.

Таким образом, намечаемая тенденция убыстрения тектоно-магматической деятельности на древних этапах развития сохранялась и в последующее время. В связи с этим мы склонны считать, что мнение Г. Штилле о закономерном сокращении интервалов времени между тектоно-магматическими фазами в направлении к верхней части геохронологической шкалы (при общем ослаблении интенсивности самих фаз) подтверждается на сибирском материале в интервале от архея до палеозоя.

---

## ГЛАВА XIII

### **НАРУШЕНИЯ ВРЕМЕННОЙ ИНФОРМАЦИИ И ИХ ПРИЧИННЫЕ СВЯЗИ**

При определении абсолютного возраста во многих случаях получаются цифры, не соответствующие стратиграфическому положению испытываемых пород или показывающие (по разным пробам) значительный разброс цифр, затрудняющий установление действительного возраста изучаемых объектов.

Современная разработанность радиологических методов геохронологии обеспечивает достаточно высокую точность определения содержания материнских и дочерних продуктов радиоактивного распада, объективно отражающих действительное их соотношение в испытываемом образце во время эксперимента. Поэтому расхождения между вычисленными значениями возраста и стратиграфическим положением изучаемых объектов определяются не ошибками эксперимента, а явлениями или процессами, вызывавшими нарушение условий сохранения временной информации в минералах или породах как в момент их формирования, так и за время их существования. Опыт геохронологических исследований показывает, что породы и минералы после своего образования обычно не представляют собой закрытую систему и в отношении материнских радиоактивных элементов, и в отношении дочерних продуктов. В зависимости от структурных особенностей пород и минералов и физико-химических изменений среды минералы могут терять и приобретать материнские или дочерние элементы. При преимущественной потере материнских веществ или обогащении дочерними элементами получаются удвоенные значения возраста (табл. 78). Преимущественная потеря до-



Таблица 78

## Примеры удрежнения возраста минералов в связи с преимущественной потерей урана

Место взятия, геологический возраст	Возраст, млн. лет				
	$T \frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$T \frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$T \frac{Pb^{206}}{Pb^{207}}$	$T \frac{Pb^{206}}{U^{238}} : T \frac{Pb^{207}}{U^{235}} : T \frac{Pb^{206}}{Pb^{207}}$	
Баянкольский массив, торит (верхний палеозой)	730	650	405	1: 0,88: 0,55	
Тува, Аксугский массив, эвксенит (верхний палеозой)	730	665	460	1: 0,91: 0,63	
Тува, Балыктыгхемский массив, циркон (верхний палеозой)	515	485	385	1: 0,94: 0,74	
Там же, торобастиезит	680	600	385	1: 0,88: 0,57	
Тува, Бренский массив, циркон и монацит (средний палеозой)	765	690	480	1: 0,90: 0,62	
Енисейский кряж, посольненский мигматит (верхний протерозой)	3260	2250	1520	1: 0,69: 0,46	

черных продуктов или обогащение материнским веществом, наоборот, обуславливает получение омоложенных возрастов (табл. 79). Когда минералами теряются и те и другие элементы, причем одни теряются быстрее, а другие медленнее, то при расчете по разным изотопным отношениям могут быть получены резкие, незакономерные расхождения возрастных значений: по одним изотопным отношениям удрежденные значения, по другим — омоложенные. Естественно, что в таких случаях геологическая интерпретация весьма затруднена, и нередко не представляется возможным оценить действительный возраст исследуемых объектов.

Сложность этих взаимоотношений особенно проявляется в подвижных областях полициклического развития. В этих областях в условиях сложного взаимодействия неоднократно накладывавшихся процессов, нередко разнонаправленных, получаемая в каждом конкретном случае цифра является функцией многих переменных, большинство из которых не поддается точному учету. Поэтому, как справедливо указывает И. М. Горохов (1964), объяснение расхождений цифр и оценка на их основании действительного возраста древних геологических событий является трудной задачей и требует привлечения обширных геологических материалов. С целью повышения информационной ценности каждой из цифр необходимо не только правильный отбор материала для исследований, но и детальное его изучение в минералогическом и петрологическом отношении, а также выяснение геологических и геохимических условий формирования и последующей жизни испытуемого минерала и породы в целом.

Таблица 79

## Примеры омоложения возраста минералов нижнепротерозойских интрузивных пород Таракского массива в Енисейском кряже, претерпевших преимущественный вынос свинца

Место взятия	Возраст, млн. лет				
	$T \frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$T \frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$T \frac{Pb^{206}}{Pb^{207}}$	$T \frac{Pb^{206}}{U^{238}} : T \frac{Pb^{207}}{U^{235}} : T \frac{Pb^{206}}{Pb^{207}}$	
Циркон из гранодиорита	730	1060	1760	1: 1,45: 2,41	
Циркон из мигматит-гранита	1030	1290	1820	1: 1,25: 1,77	
Монацит из гранита	1190	1370	1740	1: 1,15: 2,30	
Монацит из гнейсо-гранита	490	535	770	1: 1,09: 1,57	
Монацит из аллювия р. Б. Митляковка	405	495	920	1: 1,25: 2,30	
Циркон из аллювия р. Тарака	990	1150	1880	1: 1,16: 1,90	

Основные процессы, приводящие к нарушению временной информации в породах и минералах

Локальные		Региональные	
полная потеря информации	искажение информации	полная потеря информации	искажение информации
<p>Контактовый метаморфизм</p> <p>Дислокационный метаморфизм</p> <p>Метасоматоз вдоль трещинных зон</p> <p>Выветривание и др.</p>	<p>Захват продуктов распада в момент кристаллизации</p> <p>Неполная переработка ассимилируемого материала</p> <p>Принятие более древних минералов при формировании пород</p> <p>Диффузия газообразных продуктов распада</p> <p>Потери промежуточных продуктов распада</p> <p>Катионный и изотопный обмен</p> <p>Выщелачивание материнских и дочерних продуктов</p> <p>Перестройка кристаллической решетки</p> <p>Выветривание и др.</p>	<p>Ультраморфизм</p> <p>Региональный метаморфизм (прогрессивный и регрессивный)</p> <p>Гидротермальная переработка пород</p> <p>Дислокационный метаморфизм и др.</p>	<p>Ускоренная диффузия газообразных продуктов распада при повышении температуры в связи с прогревом толщ; при активизации магматической деятельности гидротермальными растворами, при плавках и дисъюнктивных дислокациях, при опускании толщ в области высоких геозотерм</p> <p>Ускоренная диффузия газообразных продуктов при значительном давлении в связи с повышением статической или динамической нагрузки и др.</p>

В зависимости от интенсивности и характера процессов, обуславливающих нарушения временной информации, отклонения возрастных значений от действительных проявляются либо в локальных участках, либо на обширных площадях. Как локальные, так и региональные нарушения временной информации находят свое конкретное выражение или в минералообразовании, или в нарушении радиогенного равновесия в минералах, сформированных синхронно с событиями, о которых мы хотим получить временную информацию. Геологические процессы, вызывающие тот или другой вид нарушения временной информации, многообразны (табл. 80). Главными факторами, определяющими интенсивность всех или большинства перечисленных в табл. 80 процессов, являются температура, давление, химическая активность среды и длительность их действия.

При процессах метаморфизма изменения пород настолько глубоки, что временная информация о событиях, предшествующих метаморфизму, стирается полностью, а вновь образованные при этих процессах минералы начинают счет времени с момента завершения формирования метаморфической породы. Получаемые при определении возраста минералов метаморфических пород цифры характеризуют возраст процесса метаморфизма. Учитывая это, в дальнейшем, при рассмотрении причин нарушения временной информации, обсуждаются только процессы, вызывавшие нарушение радиогенного равновесия в минералах и породах, синхронных с формированием самой породы.

Причины и особенности локальных нарушений радиогенных равновесий обычно сравнительно легко могут быть выяснены

геологическими, петрологическими и минералогическими исследованиями, так как они фиксируются различными изменениями минералов и пород. Выяснение же причин региональных нарушений нередко представляет весьма трудную задачу и требует специальных исследований, так как породы, охваченные региональным процессом омоложения, нередко не несут уловимых изменений.

Локальные нарушения временной информации могут быть первичными и вторичными. Первичные возникают еще во время формирования пород и минералов и вызывают удревнение. Вторичные — связаны с процессами, протекающими уже после формирования пород и минералов. Эти процессы нарушают радиогенное равновесие и обуславливают в одних случаях омоложение, в других — удревнение возраста.

Одним из примеров первичных нарушений является накопление обломочного (полевошпатового) материала при формировании осадочных терригенных пород. В область седиментации поступает разнообразный обломочный материал, в том числе и калийсодержащие минералы (полевые шпаты) — продукты размыва разновозрастных интрузивных пород. Естественно, что при определении возраста терригенных пород по валовым пробам, а тем более по обломочным калийсодержащим минералам, будет получен удревненный возраст, отражающий не время формирования этой породы, а в лучшем случае средний возраст пород по валовым пробам, а тем более по обломочным калийсодержащим, на разгнейсованных и прорванных пегматитами мелко- и среднезернистых гранитах Таракской интрузии залегают пологие прослои кварцито-песчаников. Разновозрастность этих образований несомненна, однако же при определении возраста рубидий-стронциевым методом подстилающего гранита, микроклина из пегматита и микроклина из кварцито-песчаника получены одинаковые цифры возраста — 2060, 2070 и 2050 млн. лет соответственно. Таким образом, ясно, что возраст микроклина из кварцито-песчаника не отвечает времени формирования последнего, а отражает возраст самого таракского гранита, в результате размыва которого микроклин поступил в область седиментации и принял участие в образовании пластов кварцито-песчаников.

Нередки также случаи, когда глауконит более древних этапов седиментации в результате перемыва осадков попадает в более молодые отложения и удревняет их. С примером такого рода мы встретились при определении возраста глауконита из отложений маастрихта над колпашевским рудным горизонтом Западно-Сибирского бассейна. Возраст этого горизонта по несомненно сингенетичному глаукониту определен в 84 млн. лет, а по глаукониту из нижележащей славгородской свиты — в 96 млн. лет, что вполне отвечает стратиграфическому положению этих горизонтов. В то же время по двум пробам из надколпашевского горизонта были получены значения 110 и 132 млн. лет, характеризующие осадки более древнего возраста.

В этих и подобных случаях удревнение пород связано с наличием в породах древних (не сингенетичных) минералов, приобретенных во время осадконакопления.

Аналогичным образом, удревнение возраста интрузивных пород возможно за счет неполной ассимиляции вмещающих толиц. Так, при геохронологических исследованиях в пределах Белокурихинского массива установлено, что в краевых частях массива, насыщенных ксенолитами кровли, цифры возраста пород, как правило, выше, чем в центральных частях массива. Возраст гранитоидов Майминского массива герцинский (около 340 млн. лет), а гранодиорит из ксенолита и биотит из шпильры среди гранитоидов этого массива дали 650 и 600 млн. лет соответственно.

В некоторых случаях удревнение возраста может быть обязано *переотложению мобилизованного гидротермальными растворами вещества более древних пород*. Хорошо известно, что часто свинцовые рудные минералы содержат свинец, обладающий изотопным составом, отвечающим более древнему времени, чем возраст самого минерала и включающего его месторождения. Это объясняется процессами гидротермальной активизации и мобилизации свинца древних пород и переотложениями его в породах более высокого структурного этажа.

Весьма существенно при определении действительного возраста геологических процессов является учет вероятности *захвата продуктов радиоактивного распада минералами при их кристаллизации*, что обуславливает удревнение. Захват обыкновенного свинца или стронция широко известен и давно уже учитывается. При подсчете значений возраста уран-торий-свинцовым и рубидий-стронциевым методами обязательно вносятся соответствующие поправки в экспериментально полученные данные. В то же время присутствие в минералах аргона 40, захваченного при кристаллизации, считалось до последнего времени маловероятным и на возможность получения при определении возраста калий-аргоновым методом завышенных (удревненных) значений за счет избыточного аргона серьезного внимания не обращалось. Правда, необходимо напомнить, что еще на заре развития калий-аргонового метода Э. К. Герлинг (1958) указывал, что в плагиоклазах, микроклинах и других минералах может содержаться избыточный радиогенный аргон, оклюдированный минералами в процессе их кристаллизации. И. Е. Старик (1961) обращал внимание на то, что в метаморфических породах не исключена возможность нахождения слюд и полевых шпатов, сохранивших «реликтовый» аргон. О явлениях сильного удревнения, связанного с наличием избыточного аргона, говорил на XIV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста Г. Д. Афанасьев. Он, в частности, сообщал, что эоценовые змеевики Кветты (Пакистан) показали возраст около 1500 млн. лет, а последовонские серпентиниты — около 1000 млн. лет (Борисевич, Иванов, 1966). При анализе радиологических данных по Белокурухинскому массиву Горного Алтая нами приведены материалы Г. А. Чернова, иллюстрирующие один из случаев удревнения пород и минералов за счет оклюдированного аргона 40.

Экспериментальными исследованиями Э. К. Герлинга с сотрудниками (1965) и Т. Б. Карпинской (1961, 1965) показано, что при повышенной концентрации аргон может захватываться кристаллизующимися калийсодержащими минералами (мусковитом, биотитом, пироксеном, оливином, амфиболом и др.). В связи с этим интересен случай удревнения пород в контактовой зоне Харловского массива, отмеченный Н. Н. Амшинским. Стратифицированный Харловский массив основных пород (габбро, рудные габбро, метадиориты) имеет неглубокое залегание и пологие контакты с вмещающими породами. Основные породы этого массива и вмещающие терригенные толщи прорваны гранитами (рис. 40). Возраст основных пород, по геологическим данным, каледонский, что подтверждается и определениями абсолютного возраста (476 млн. лет по породе). Возраст гранитов — герцинский (251 млн. лет по породе). Под воздействием гранитов основные породы в прилегающих к гранитам областях омоложены, и по биотиту из них определен тот же позднегерцинский возраст (260 млн. лет). Роговики же, развитые в контактовой области этих массивов по терригенным породам нижнего ордовика, показывают резко удревненные значения возраста — 1885, 1300, 1256 млн. лет. При этом в северной части, где контакт основных пород с роговиками весьма пологий, в последних непосредственно из контакта получено

наиболее древнее значение возраста. В южной части массива, где этот контакт несколько круче, значения возраста для роговиков меньше. Также наблюдается снижение возрастных показателей роговиков и в удалении от их контакта с основными породами (см. рис. 40). Учитывая геологическую обстановку и приуроченность удрежденных значений возраста к контактовой области, Н. Н. Амшинский предполагал, что движение аргоновых струй, выделяющихся из недр в связи с образованием и подъемом гранитной магмы, у пологого контакта основных пород замедлялось. Увеличивалась концентрация аргона, и последний захватывался минералами формирующихся роговиков.

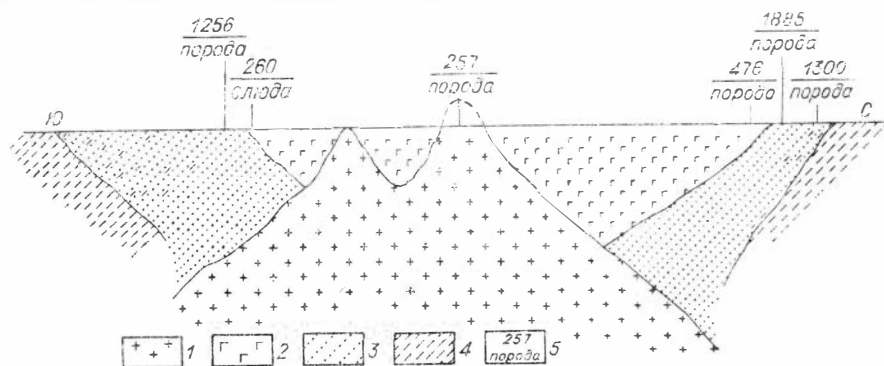


Рис. 40. Схематический разрез Харловского стратифицированного массива.

1 — граниты, 2 — габбро, рудное габбро, метадiorиты, 3 — роговики, 4 — терригенные породы нижнего ордовика, 5 — абсолютный возраст (в числителе) и материал пробы (в знаменателе).

Возможно, захват аргона 40 кристаллизующимися минералами происходит при определенных условиях и в магматических камерах. Можно предполагать, что если магма интродуцировала в заранее подготовленное пространство (трещина, трещинная зона и т. д.), то захват аргона кристаллизующимися минералами, а значит, и удрежнение возраста, маловероятны. Боковые породы при этом в результате прогресса могут испытывать омоложение в приконтактовой зоне, ширина которой зависит от размеров интродуцирующей массы. При возникновении магматического очага за счет расплавления пород или в условиях очень медленного впавления интродуцирующей массы в боковые породы вероятность захвата аргона кристаллизующимися минералами и породами резко повышается. При анализе пород, сформированных в таких условиях, получение удрежденных значений возраста может быть обычным явлением. Аналогичные условия, по-видимому, могут возникать в краевых частях крупных интрузивных тел, где насыщенность магмы продуктами ее взаимодействия с боковыми породами велика; удаление высвобождающихся при этом взаимодействии газов затруднено, а в структурных ловушках оно вообще не происходит. Таким образом, по-видимому, захват радиогенного аргона 40 в процессе кристаллизации минералов или формирования породы — явление не столь уж редкое. Однако в результате последующих наложенных процессов присутствие оклюдированного аргона маскируется.

Вторичные локальные нарушения временной информации пород связаны либо с нарушением радиогенного равновесия в минералах пород, либо с переработкой их, сопровождающейся образованием новых минералов и минеральных ассоциаций.

Процессы, вызывающие нарушения радиогенных равновесий в минералах, многообразны, а интенсивность воздействия каждого из них в

значительной мере определяется особенностями кристаллического строения минерала и способностью его реагировать на изменения физико-химических условий среды. В зависимости от характера нарушений искажения временной информации направлены или в сторону омоложения возраста минерала, или в сторону его удревнения (табл. 81).

Огромную роль в нарушении радиогенного равновесия играет *потеря газообразных продуктов распада* (аргон 40, гелий, радон, торон и др.) в результате *диффузии через кристаллическую решетку и по плоскостям деформации*. Способность кристаллической решетки удерживать газы в течение длительного геологического времени является одним из решающих показателей при определении пригодности минералов для геохронологических целей.

Известно, например, что гелиевый метод определения возраста не нашел широкого практического применения, поскольку цифры возраста, определенные этим методом, обычно оказываются заниженными (омоложенными), и это происходит только потому, что гелий, как конечный член рядов радиоактивного распада урана и тория, большинством минералов легко теряется в результате диффузии из кристаллической решетки. В то же время ряд минералов, особенно магнетит, хорошо удерживают гелий и при определении возраста по ним чаще всего получаются цифры, близкие геологически установленному возрасту. Вопросы о роли диффузии газов из кристаллической решетки минералов особенное значение приобрели в связи с широким внедрением калий-аргонового метода определения возраста. Экспериментально установлено, что диффузия аргона из слюд, глауконита, полевых шпатов, амфибола и пироксена чрезвычайно затруднена — кристаллические решетки этих минералов хорошо удерживают аргон в течение всего их времени существования. Однако опыт геохронологических исследований показал, что в очень многих случаях микроклин показывает более низкие значения возраста, чем слюды, а амфиболы и пироксены, наоборот, более высокие. Установлено, что в зависимости от возраста пород расхождения в возрасте по слюдам и полевым шпатам колеблются от 10—15 до 70—75% (Сардаров, 1957), а в среднем равны около 25%.

Пониженные значения возраста у полевых шпатов по сравнению со слюдами связываются с нарушением радиогенного равновесия из-за ускоренной диффузии аргона вдоль нарушений кристаллической решетки микроклина, возникающих при пертитизации, частичных серицитизации и каолинизации и т. д. На основе того, что эти процессы в течение геологического времени протекают незакономерно, был сделан следующий вывод: полевые шпаты, в частности микроклин, практически мало пригодны для возрастных определений.

При определении возраста пород из разных регионов Сибири по микроклину также во многих случаях получены заниженные по сравнению со слюдами значения возраста (табл. 82). При этом расхождения в возрастах колеблются от 4—15 до 20—42% и в среднем равны 18%. В большей половине параллельных определений расхождения в возрасте находятся в пределах допустимой ошибки измерения. По ряду проб по полевым шпатам и слюдам как из молодых, так и из древних пород получены хорошо сходящиеся цифры, а в некоторых случаях микроклин показал даже более высокие значения возраста, чем слюды. А. Я. Крылов (1963) на основе широких сравнительных исследований также пришел к выводу, что хотя в подавляющем большинстве случаев полевые шпаты и породы в целом дают более низкие возрастные значения, чем выделенные из тех же проб слюды, однако среднее отклонение не превышает 10% (а для последокембрийских пород — 7%). Таким образом, можно ду-

Типы нарушения временной информации в зависимости от характера нарушения радиогенного равновесия в минерале

Метод измерения возраста	Характер нарушения радиогенного равновесия	Типы нарушения временной информации	Главные процессы, вызывающие нарушения радиогенного равновесия
Калий-аргоновый, гелиевый, уран-торий-свинцовый	Потери газообразных продуктов распада (Ar, He, Rn и др.) в результате диффузии или при перестройке кристаллической решетки	Омоложение	Диффузия газов. Скорость диффузии зависит от плотности кристаллической решетки и особенностей минералов, она усиливается при повышении температуры Перестройка кристаллической решетки в одних случаях связана со строением минерала, в других — с повышением температуры или давления
Калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, уран-торий-свинцовый	При выщелачивании, потере и катионном обмене K, Rb, U, Th, Sr, Pb	Удревнение, омоложение	Процессы, связанные со взаимодействием минералов или пород с гидротермальными или поверхностными водными растворами
Уран-торий-свинцовый	Обогащение при катионном обмене K, Rb, U, Th, Sr, Pb	Омоложение, удревнение	
Уран-торий-свинцовый	Изотопный обмен	По одним изотопным отношениям удревнение, по другим — омоложение	Процессы, связанные с гидротермальными растворами
Калий-аргоновый*, гелиевый	Захват конечных продуктов распада при кристаллизации	Удревнение	Повышение концентрации аргона 40 в очаге кристаллизации минералов

\* При определении возраста уран-торий-свинцовым и рубидий-стронциевым методами захват свинца и стронция может быть учтен.

Сопоставление возраста калий-аргоновым методом по слюдам и полевым шпатам из пород Сибири

Характеристика пробы	Возраст, млн. лет		Расхождение, % к слюде
	по слюде	по полево- му шпату	
Енисейский кряж, гранит Таракского массива нижнего протерозоя			
То же	592	560	-5
»	680	540	-20
»	600	415	-30
»	730	680	-7
»	829	861	+4
»	1480	1335	-10
»	1670	1260	-24
Там же, гранит Нижнеканской интрузии верхнего протерозоя			
То же	470	470	0
Там же, пегматит	550	610	+11
»	530	550	+4
»	765	465	-42
»	802	473	-41
»	686	610	-11
Там же, гранит Посольненской интрузии верхнего протерозоя			
То же	942	655	-30
Там же, гранит Стрелковской интрузии	470	480	0
Восточный Саян, пегматит	800	1080	+35
Иртышская зона смятия, Миролюбовский массив, гранит	1690	1300	-24
Там же, шпирообразное выделение биотита в порфировидном граните калбинского комплекса	280	260	-7
Там же, р. Лотошная. Нарымский массив, порфиробластический микроклиновый гранит калбинского комплекса	324	258	-23
Там же, равномернозернистый биотитовый гранит	307	265	-14
Там же, Саушинский массив, аплит среди гранита калбинского комплекса	270	275	0
Там же, Межевский массив, гранит	366	235	-11
Там же, Нижне-Черемшанский массив, андезитовый гранит змеиногорского комплекса	355	319	-12
Горный Алтай, левый берег р. М. Ильгумен, в 7 км от устья, Чикетаманский массив, кварцевый диорит первой фазы	288	282	0
Там же, приустьевая часть р. Б. Яломан, Яломанский массив, гранит третьей фазы	280	303	+8
Там же, Коровихинский массив, пегматит	252	267	+6
	334	351	-4

мать, что представления об очень больших расхождениях возрастов слюд и полевых шпатов (или пород) преувеличены и, вероятно, имеют место только для отдельных объектов или связаны с различным отношением минералов к наложенным процессам. По-видимому, при массовых определениях возраста и при надлежащем подборе материала не следует пренебрегать данными, полученными по породам или полевым шпатам.

Важно подчеркнуть, что в случаях нарушения временной информации (без заметных изменений в породах) и слюды, и полевые шпаты дают хотя и несколько различные возрастные значения, однако получаемые цифры возраста имеют один и тот же порядок (см. табл. 82). Это позволяет предположить, что чувствительности слюд и полевых шпатов к наложенным процессам близки, а нарушение радиогенного равновесия вызывается как в тех, так и в других одним процессом — прогревом пород, ускоряющим диффузию аргона через кристаллическую решетку минералов.



При определении возраста пород по амфиболам или пироксенам во многих случаях (особенно по породам, омоложенным без видимых следов изменения) получаются более высокие значения возраста, чем по слюдам. Это связывается с различной чувствительностью пироксенов, амфиболов и слюд к метаморфизирующим процессам. Известно, что, хотя значения теплот диффузии аргона из слюд велики и близки по величине к энергии химической связи, ускоренная диффузия из их кристаллической решетки начинается при сравнительно низких температурах (300°), а главная масса аргона диффундирует при температурах 500—600°. Амфиболами же основная масса аргона теряется в значительно более высоком температурном интервале — 900—1000° (Котловская, Бурксер, 1965). Высокая термическая устойчивость аргона в роговой обманке и отсутствие изменения в решетке роговой обманки, прогретой до 900°, показывают, что радиогенный аргон очень прочно удерживается решеткой минерала, а потеря его происходит только в результате воздействия на минерал исключительно высокоэнергетических процессов, вызывающих коренную перестройку кристаллической решетки или ее разрушение. То же относится и к пироксенам. Таким образом, если прогрев толщ до 400—500° в слюдах вызывает уже усиленную диффузию аргона, то радиогенное равновесие за счет потери аргона в роговых обманках и пироксенах при этом не нарушится. В результате слюды покажут омоложенный возраст, а амфиболы и пироксены — близкий к действительному.

При определении возраста уран-торий-свинцовым методом нарушение радиогенного равновесия может вызываться разнообразными причинами. В частности, немаловажное значение имеет способность минерала удерживать промежуточные продукты распада. Экспериментально показано (Старик и др., 1958<sub>1,2</sub> 1961<sub>2</sub>), что эманирование приводит к преимущественной потере продуктов распада уранового ряда (эманированием торона, ввиду малой продолжительности его жизни, можно пренебречь), что обуславливает дефектность возрастных значений, подсчитанных по отношениям  $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}, \frac{Pb^{207}}{U^{235}}, \frac{Pb^{206}}{Pb^{207}}$ . Потери минералом радона приводят к уменьшению содержания свинца 206 (Kuip J. L. и др., 1954), а отсюда вычисленный возраст по отношению  $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$  будет занижен, а по отношению  $\frac{Pb^{206}}{Pb^{207}}$  завышен.

*Выщелачивание и катионный обмен* могут обуславливать как омоложение минералов, так и их удревнение.

При взаимодействии с водными растворами ураниниты, монациты, цирконы и в особенности ортиты легко теряют не только часть радиогенного свинца, но также уран и торий, что, естественно, отражается на числовых значениях возраста, полученных уран-торий-свинцовым методом. В зависимости от геохимических условий среды и особенностей минералов скорость выщелачивания отдельных элементов и их изотопов различна. Это приводит к незакономерным нарушениям изотопных равновесий и большим расхождениям возрастных значений, рассчитываемых по соответствующим изотопным отношениям, что серьезно затрудняет интерпретацию возрастных цифр. Правда, практика показывает, что во многих случаях превалирует либо потеря урана, либо потеря свинца. Естественно, что преимущественная потеря урана приводит к удревнению возраста, а свинца — к омоложению.

Сравнительные данные по определению возраста рубидий-стронциевым методом по слюдам, полевым шпатам и породе свидетельствуют,

Сопоставление данных по определению рубидий-стронциевым методом возраста пород Енисейского кряжа по слюдам, полевым шпатам и породе в целом

Место взятия и характеристика пробы	Абсолютный возраст, млн. лет		
	по слюдам	по полево- му шпату	по породе
Р. Курыш, р-н «Галочьих грив», мелкозернистый гранит Таракской интрузии	1640		2060
Р. Кан, в 4,5 км ниже устья Курыша, гранит порфиробластический	640	1960	2060
Баргинское пегматитовое поле, жила «Гигант»	533,575	690	—
Р. Кан, шивера Каренькая, пегматитовая жила в полосчатых гнейсах енисейского комплекса	—	2550	2550

что по слюдам чаще получаются более низкие значения, чем по полевым шпатам и особенно по породе (табл. 83). Это подтверждает вывод Э. К. Герлинга и И. М. Горохова (1963) о том, что под действием различных паложженных процессов, протекающих после кристаллизации породы, биотиты легче, чем другие породообразующие минералы, теряют радиогенный стронций, что влечет за собой понижение их возраста.

В отличие от аргона, который из минерала обычно улетучивается в атмосферу, радиогенный стронций, потерянный какими-либо минералами, далеко не мигрирует и концентрируется в других компонентах породы, если, конечно, порода представляла собою замкнутую систему по отношению к рубидию и стронцию. В этом случае по отношению к возрасту породы в целом наряду с пониженными возрастными одних минералов должно наблюдаться повышение возраста других минералов. Действительно, Н. Z. Allsopp (1961), анализируя ряд минеральных формаций Старого гранита (Южная Америка), нашел, что полевой шпат, биотит и хлорит потеряли радиогенный стронций, тогда как в мусковите, апатите и эпидоте содержание радиогенного стронция оказалось повышенным.

Эти данные показывают, что при определении возраста рубидий-стронциевым методом возрастные значения по породе в целом могут скорее отвечать действительному возрасту формирования породы, нежели возрастные значения, определенные по отдельным ее минералам.

Некоторые процессы (например, катонный обмен) могут обуславливать обогащение минерала материнскими радиоактивными элементами и тем самым нарушать радиогенное равновесие в сторону омоложения возраста. Н. Т. Воскресенская (1964), изучавшая геохимические особенности рубидия, указывает, что высоко- и низкотемпературные преобразования гранитов сопровождаются в большинстве случаев значительным привнесом рубидия, о чем говорит повышенное в 2—10 раз по сравнению с кларком содержание его даже в слабо грейзеннизированных гранитах. При этом Н. Т. Воскресенская подчеркивает, что обогащение рубидием связано именно с привнесом, а не с его более инертным поведением по сравнению с калием в процессе высокотемпературного выщелачивания, как это полагал А. А. Беус (1960). Если это так, то при определении возраста рубидий-стронциевым методом даже слабо измененных пород или минералов могут получаться омоложенные значения.

Таблица 84

## Сохранение калий-аргонового отношения при гидратации слюд

Содержание воды, %	Содержание калия, %	Содержание аргона $1 \cdot 10^{-8}$ г/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$
3,18	8,24	18,99	0,0188
3,40	7,70	17,07	0,0181
10,08	5,08	11,33	0,0188
12,10	4,80	10,22	0,0181
13,76	4,26	9,37	0,0188

*Гидратация* слюд сопровождается выносом как калия, так и аргона. В одних случаях, как это показали Л. Н. Овчинников и другие исследователи (1959) на примере изучения слюд Булдымского месторождения (табл. 84), при гидратации вынос калия сопровождается пропорциональной потерей аргона и калий-аргоновое отношение практически остается постоянным. Если же процесс гидратации сопровождается нарушением кристаллической решетки, минералом преимущественно теряется аргон (табл. 85) и калий-аргоновое отношение резко падает (Кляровский и др., 1965).

При *хлоритизации* слюд в общем случае происходит непропорциональный вынос калия и аргона. Наиболее часто, по-видимому, замещение слюды хлоритом сопровождается разрыхлением кристаллической решетки биотита, что способствует ускоренной диффузии аргона из кристалла и нарушению радиогенного равновесия в сторону омоложения возраста минерала. При этом, поскольку этот процесс одновременно сопровождается и выносом калия, получаемые цифры возраста не характеризуют ни начального возраста пород, ни возраста процесса хлоритизации.

Реже при хлоритизации биотита происходит исключительно или преимущественно вынос калия при полном или почти полном сохранении аргона. В таких случаях анализ хлоритизированного биотита показывает в разной степени удревненный возраст минерала. Так, при определении возраста раннекаледонских гранитоидов сархойского интрузивного комплекса, возраст которых по многим пробам биотита хорошей сохранности определен в интервале 500—520 млн. лет, по хлоритизированному биотиту наряду с омоложенными значениями возраста 365—316 млн. лет, получались и удревненные — 700 млн. лет. При определении возраста биотитов из гранитов Тургундинского и Таштыузекского массивов в Горном Алтае в лаборатории СНИИГГИМСа Н. Н. Амшинским и А. Н. Ворсиным было подмечено, что хлориты дают резко удревненные значения возраста. Таштыузекский массив прорывает фаунистически охарактеризованные осадки верхнего девона, и, таким образом, верхнегерцинский

Таблица 85

## Уменьшение калий-аргонового отношения при гидратации слюд, сопровождающейся нарушением кристаллической решетки в процессе диспергирования

Минерал	Продолжительность измельчения, мин	Содержание воды, %	Содержание по отношению к исходному, %		
			калий	аргон	Ar/K
Мусковит	Исходный	2,91	100	100	100
	10	5,55	91,49	67,53	49,97
	15	6,66	86,08	32,84	26,51
	30	7,21	82,47	70,89	60,12
Флогопит	Исходный	3,47	100	100	100
	10	6,33	79,11	48,76	61,58
	15	5,70	77,85	26,87	32,24
	30	6,83	74,68	53,38	74,54

возраст его беспорен. Эрозией он вскрыт на глубину около 700 м. Апикальная часть его поражена интенсивным натровым метасоматозом, быстро затухающим в глубину. По граниту получены значения 245 и 296 млн. лет, близко отвечающие стратиграфическому возрасту массива. Хлоритизированные же слюды с содержанием калия всего 1,68 и 0,92% показали сильно удревленный возраст — 460 и 802 млн. лет соответственно. Из гранитов Тургундинского массива анализировались биотиты, в разной степени хлоритизированные (табл. 86). Результаты по обоим массивам показывают, что степень удревления находится в прямой зависимости от уменьшения калия в слюде. По данным Н. Н. Амшинского и А. Н. Ворсина, удельное содержание аргона во всех пробах оставалось практически неизменным. Это позволяет предполагать, что процесс хлоритизации биотита потерей аргона не сопровождался, а нарушение калий-аргонового отношения обусловлено исключительно потерей калия.

Потерей калия при сохранении аргона, по-видимому, могут быть объяснены и некоторые случаи удревления глауконита. Н. Н. Амшинский исследовал глауконит из палеогеновых отложений южной части Западно-Сибирской низменности, содержащий 0,71% калия. Калий-аргоновое отношение в этом глауконите соответствовало кембрийскому возрасту минерала. Предположив, что такое удревление связано с потерей глауконитом калия при сохранении аргона, Н. Н. Амшинский произвел пересчет на обычное для палеогеновых пород низменности содержание калия в глауконитах и действительно получил цифры, близкие к стратиграфическому возрасту глауконитовых пород.

При определении абсолютного возраста глауконитов из верхнемеловых горизонтов Западно-Сибирского железорудного бассейна мы столкнулись с аналогичным явлением. В большинстве проб глауконита содержание калия было 4—5%, полученные для них значения возраста хорошо подтверждали стратиграфическое положение и последовательность опробованных горизонтов. По двум пробам из пород, лежащих над колпашевским рудным горизонтом, в глауконите были определены заниженные содержания калия (2,9 и 3,4%), и для них получились заметно удревленные цифры возраста (110 и 132 млн. лет соответственно). Можно предполагать, что в этом случае заниженные содержания калия связаны с потерей его в результате катионного обмена. Если пересчитать замеренные количества радиогенного аргона на содержания калия, близкие к обычным для глауконитов надколпашевских пород (4—5%), то возраст

Таблица 86

**Удревление значений возраста биотита в зависимости от степени его хлоритизации на примере Тургундинского массива Горного Алтая**

Место взятия и характеристика породы	Степень хлоритизации биотита, %	Содержание калия, %	Возраст, млн. лет	Примечания
Р. Бертком, биотитовый гранит	20	4,04	289	Биотит темно-бурый, почти черный; $Ng = Nm = 1,638 - 1,640$ . Хлорит образует чешуйки светло-зеленого цвета по периферии табличек биотита, обладает низким дупреломлением, $Nm = 1,576 - 1,583$ .
Правый борт р. Тургунда, амфиболо-биотитовый гранит	34	4,39	322	
Левый борт р. Катунь, разгнейсованный диорит	50	2,56	488	
Левый борт р. Тургунда, катаклазированный гранит	90	1,09	526	

глауконита определится в 80—90 млн. лет, что соответствует стратиграфическому возрасту содержащих его пород.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что миграция калия из слюд, полевых шпатов и глауконита достаточно распространена в природе и должна приниматься во внимание при интерпретации радиологических данных несколько не меньше, чем потери аргона. Совершенно ясно, что близкие к действительному значения возраста могут получаться на минералах с нормальным химическим составом и, прежде всего, в отношении калия. Это неоднократно подчеркивалось Г. Д. Афанасьевым, Н. И. Полевой, А. И. Тугариновым. Так, Н. И. Полевая (1963) счи-

Таблица 87

Удревнение возраста при выветривании (гидратации) слюд

Испытуемый минерал	Содержание калия, %	Содержание аргона 40		Возраст, млн. лет	
		без тренировки материала	материал высушен при 125°	без тренировки материала	материал высушен при 125°
Вермикулитизированный флогопит из коры выветривания	3,43	0,0267	0,0211	200	152
Свежий флогопит из скважины	6,73	0,0400	0,0353	149	133
Вермикулитизированный биотит	2,31	0,0193	0,0134	190	146
Свежий биотит	7,00	0,0305	—	107	—
Гидробиотит	4,18	0,0820	0,0736	460	425
Свежий флогопит	7,66	0,1240	0,1150	380	350

тает, что для возрастных целей пригодны глаукониты с содержанием калия не менее 5—6%. Наши исследования глауконитов Западно-Сибирского бассейна подтвердили это, так как наиболее геологически достоверные значения возраста были получены на глауконитах с содержанием калия около 5%.

Процессы выветривания в конечном счете приводят к глубоким изменениям минералов. На разных ступенях выветривания, в разных геохимических зонах действуют различные процессы, но большинство их обуславливает незакономерные нарушения кристаллической решетки минералов и тем самым незакономерные нарушения радиогенного равновесия. Обычно выветривание приводит к омоложению возраста, хотя, как показали Г. Д. Афанасьев и Л. Л. Шанин (1962), в ряде случаев выветрелые слюды дают удревленные значения (табл. 87). Нарушение радиогенных равновесий при выветривании нередко вызывается разными скоростями миграции элементов. Так, Э. Л. Хорстман (1959) указывает, что хотя при *выветривании* имеется тенденция к уменьшению в минералах содержания как калия, так и рубидия, тем не менее калий выносится быстрее рубидия. Отсюда следует, что различия в возрастных показателях одних и тех же минералов по калий-аргоновому и рубидий-стронциевому методам могут объясняться выветриванием.

Уже указывалось, что на нарушение радиогенного равновесия главным образом в сторону омоложения при калий-аргоновом методе серьезное влияние оказывает перестройка кристаллической структуры минерала. Не вызывает сомнения (и это показано в работах многих исследователей), что степень омоложения микроклина зависит от степени его пертитизации. Некоторые исследователи потерю аргона слюдами объясняют склонностью последних к полиморфным превращениям. Л. П. Никитина (Никитина, Митрофанов и др., 1964), анализируя материалы по омоложению пород Восточного Саяна, пришли к выводу,

что возрастные значения, полученные по биотиту, отражают возраст накопленного процесса, вызвавшего полиморфные превращения в биотитах при сохранении минеральных ассоциаций первичного высокотемпературного процесса. Свои представления о роли полиморфных превращений в слюдах Л. П. Никитина обосновывает работами Хендрикса и Джеферсона (Hendricks, Jefferson, 1939), Смита и Иодера (Smith, Joder, 1956) и единичными данными о наличии в омоложенных архейских породах двух модификаций биотита — высокотемпературной и относительно более низкотемпературной, встречающихся совместно или порознь и ассоциирующих с пироксенами. По этому поводу Л. П. Никитина пишет: «Переход высокотемпературных модификаций биотитов в низкотемпературные и замещение высокотемпературных минералов слюдами происходит одновременно, так как слюды характеризуются одинаковыми величинами возраста. Контролирующими факторами того или иного процесса являются скорее всего растворы. Замещение первичных минералов и новообразование слюд, по-видимому, происходят в их присутствии. Когда же растворов нет, высокотемпературные безводные минералы, в частности пироксены, могут сохраняться при понижении температуры в метастабильном состоянии, в то время как биотиты испытывают полиморфные превращения».

Мы пытались проверить связь потерь аргона (омоложения) с полиморфными превращениями слюд. С этой целью в лаборатории рентгеноструктурного анализа Института геологии и геофизики СО АН СССР было изучено значительное количество образцов биотитов из разных пород — и подвергшихся процессам омоложения (докембрийские гнейсы и пегматиты), и не затронутых этими процессами (палеозойские гранитоиды). Как видно из табл. 88, слюды из палеозойских интрузивных пород представлены высокотемпературными полиморфными разновидностями. Теми же высокотемпературными разновидностями представлены и слюды из архейских и протерозойских метаморфических пород Восточного Саяна и Горного Алтая. В метаморфических породах и пегматитовых образованиях Томского кристаллического массива в Кузнецком Алатау, испытавших палеозойское омоложение, слюды представлены преимущественно низкотемпературными или смешанными полиморфными разновидностями.

Таким образом, нашими исследованиями не установлено прямой зависимости процесса омоложения от наличия низкотемпературных полиморфных разновидностей биотита. Поскольку полиморфизм слюд изучен еще слабо (не исследованы термодинамические условия перехода одной полиморфной модификации в другую и неизвестно, изменяется ли величина активации удаления аргона из слюд при полиморфном превращении), то связь омоложения с такого типа структурной перестройкой требует серьезных доказательств.

Региональное омоложение пород фиксируется главным образом в длительно развивавшихся подвижных областях. Им охватываются разнообразные по составу и возрасту породы, слагающие огромные площади. В пределах рассматриваемой нами территории, как раз и являющейся подвижной областью длительного развития, омоложены докембрийские толщи, распространенные в Енисейском кряже, Восточном Саяне, Кузнецком Алатау, Западном Саяне и Туве. Так, архейские и нижнепротерозойские породы южной части Енисейского кряжа поражены нижнепалеозойским омоложением (650—550 млн. лет). В Восточном Саяне явления регионального омоложения фиксируются на всех площадях распространения докембрийских образований. Там, в краевой части Присянской структуры к юго-западу от Саяно-Байкальского разлома, архейские метаморфические породы шарыжалгайской и слюдянской се-

**Характеристика полиморфизма слюд палеозойских интрузивных пород и регионально омоложенных докембрийских образований**

Место взятия и характеристика пробы	Геологический возраст	Возраст, млн. лет	Полиморфные различия слюд		
			высоко-температурная	промежуточная	низко-температурная
Горный Алтай. Белокурихинский массив, порфиридовидный гранит	палеозой	323	+	—	—
Кузнецкий Алатау, Дудетский массив, габбро, измененное Мартайчинской интрузией		414	+	—	—
Там же, Сорское м-ние, пегматит		502	+	—	—
Там же, Ударнинский массив, гибридные породы		502	+	—	—
Там же, сиенит Уйбатского массива		457	—	—	+
Там же, габбро-диорит		369	+	—	—
Восточный Саян, Убинский массив, плагиогранит		539	—	—	+
Там же, Канатикский массив, кварцевый диорит		529	+	—	—
Там же, Ботогольский массив, нефелиновый сиенит		492	+	—	—
Там же, Сорокские гольцы, сиенит		524	+	—	—
Кузнецкий Алатау, кристаллический массив, гнейс	докембрий	321	+	—	—
Там же, гнезда биотита в гнейсе		359	—	+	—
Там же, сланцы		348	—	+	—
Там же, гнейсы		213	—	+	—
»		392	—	+	—
»		358	—	+	—
»		370	—	—	+
»		271	—	—	+
Восточный Саян, водораздел рек Урта-Гол — Ара-Хонголкой, гнейс		420	+	—	—
То же		442	+	—	—
»	372	+	—	—	
»	335	+	—	—	
»	370	+	—	—	
Горный Алтай, р. Кыга, корднеритовый сланец	182	+	—	—	
Кузнецкий Алатау, Томский кристаллический массив, слюдястый гнейс в контакте с пегматитовой жиллой	179	+	—	—	
То же	303	+	—	—	
Там же, пегматит	365	—	—	+	
»	409	—	—	+	
»	232	—	—	+	

рий, граниты китойского комплекса и ортитоносные пегматиты характеризуются одинаковыми значениями абсолютного возраста биотитов 473—206 млн. лет. В Тункино-Хамардабанской структурной зоне архейские породы показывают возраст от 590 до 300 млн. лет. Для бирюсинской серии архея в пределах Бирюсинского горста получены значения возраста в интервале 580—530 млн. лет, в Канской глыбе — от 1460 до 460 млн. лет, в Арзыбейской глыбе — от 650 до 470 млн. лет. В тех же возрастных пределах определяется возраст слюд из нижнепротерозойских пород Восточного Саяна: в Китойской зоне — от 500 до 290 млн. лет, в Окинской структуре — 485—284 млн. лет, для пород дербинской серии большая часть значений возраста располагается в интервале 550—370 млн. лет и только в отдельных случаях 1200—700 млн. лет, в Базыбейской глыбе (Кызырская зона) породы показывают возраст 450—

420 млн. лет. В Удинско-Калбинской зоне обнажаются геологически разновозрастные отложения, а значения возраста располагаются в одном узком интервале — 415—516 млн. лет.

Метаморфические породы докембрия показывают значения возраста 548—411 млн. лет. Архейские породы Томского массива Кузнецкого Алатау характеризуются возрастом слюд от 409 до 150 млн. лет.

Характерно, что в подавляющем большинстве районов регионально-го омоложения породы не несут следов видимого изменения, а если изменения их и отмечаются, то они настолько незначительны, что ими нельзя объяснить огромных масштабов развития явлений омоложения. Поэтому выяснение генетических связей явлений регионального омоложения с определенными геологическими процессами представляет трудную и до последнего времени не решенную до конца задачу. Естественно предположить, что если возраст пород, подвергшихся локально и регионально наложенным геологическим процессам, обусловившим глубокое изменение минерального состава, отображает время протекания самого метаморфизма, то и региональное омоложение пород, не несущих видимых следов изменения, также связано с воздействием наложенных процессов.

Явления регионального омоложения выявляются преимущественно при определении абсолютного возраста калий-аргоновым методом по слюдам, реже — по полевым шпатам и амфиболам. Выше было показано, что омоложение слюд связано с потерей аргона либо в результате ускоренной диффузии аргона через кристаллическую решетку, либо в связи со структурной перестройкой старых или образованием новых минералов. Для всех этих процессов главными действующими факторами является изменение температуры, давления и физико-химических условий среды. Исходя из этого и причины регионального омоложения надо искать в процессах, которые могут обеспечить действенность отмеченных факторов.

Некоторые исследователи, учитывая, что регионально омоложенные породы зачастую не несут следов видимых изменений, связывали омоложение с потерями аргона в результате низкотемпературной диффузии его через кристаллическую решетку минералов. Так, Д. Л. Калп (1964), исходя из того, что аргон может быть сравнительно легко удален из биотита при умеренно низких температурах, высказал предположение, что даже эпейрогеническое погружение может привести к понижению возраста.

Д. Ф. Эверенден и другие (Everenden и др., 1960), основываясь на расчете, показавшем, что при нагревании до 300° пластинки флогопита толщиной в 1 мм в течение 10 млн. лет только за счет диффузии из нее может удалиться весь аргон, высказали предположение о связи регионального омоложения с погружением пород на глубины ниже геозотермы 300°. Они считают, что на этих глубинах накопление аргона в минералах не может происходить из-за трансляции кристаллической решетки, сдвигов и других явлений микрометаморфизма. Аргон в калийсодержащих минералах может накапливаться с того момента, как только блок горных пород поднимется выше геозотермы 300°. Таким образом, по представлениям Д. Ф. Эверендена, количество накопленного аргона в минерале отвечает не действительному возрасту минерала, а времени, протекшему с момента поднятия блока пород, в состав которых входит испытуемый минерал, выше критического уровня температур.

Л. И. Салоп (1963), развивая представление о связи регионального омоложения с низкотемпературной диффузией аргона, считает, что повышение температуры не является единственной причиной увеличения ско-



рости диффузии аргона из кристаллического вещества. По мнению Л. И. Салопа, другой очень важной причиной увеличения скорости диффузии аргона является высокое давление, господствующее в недрах Земли. Это предположение Л. И. Салопа построено на материалах Г. Ромберга, показавшего на основании термодинамических расчетов, что не только температура, но и высокое давление увеличивает активность (потенциал) атомов кристаллической решетки, побуждая их к миграции. Под влиянием давления различные атомы должны обнаруживать неодинаковую способность к миграции — самыми подвижными в условиях высокого давления будут атомы с большим атомным (или ионным) радиусом, которые и должны «выжиматься» в направлении меньшего давления. «Логично предположить,— указывает Л. И. Салоп,— что подобно тому, как при нагревании выделение аргона начинается после преодоления некоторого температурного порога активации, должен существовать и определенный «порог давления», ниже которого выделение аргона практически прекращается. В этом случае миграция радиогенного аргона из кристаллической решетки калийсодержащих минералов под влиянием давления должна происходить в недрах Земли до определенного уровня глубины и прекращаться выше его. Указать этот уровень, или иначе величину «порога давления», невозможно из-за отсутствия экспериментальных данных. По ряду соображений можно предположить, что «порог давления» должен быть достаточно большим — порядка десяти килобар (Салоп, 1967, стр. 290).

Помимо действия гравитационного сжатия, по мнению Л. И. Салопа, на миграцию аргона из кристаллической решетки серьезное влияние оказывает одностороннее сжатие, вызывающее деформацию горных пород (милонитизацию, пластическую деформацию и др.).

Отмеченные три фактора — температура, давление (гравитационное сжатие) и деформация приводят к потере аргона не только при сильных изменениях горных пород, которые принято относить к проявлениям метаморфизма, но и при невидимых или трудно улавливаемых преобразованиях, происходящих в течение весьма длительного времени в кристаллической решетке минералов (явления скрытого метаморфизма или криптометаморфизма).

Таким образом, по представлениям Л. И. Салопа, аргоновым методом в большинстве случаев получаются не действительные значения возраста минералов и даже не время проявления их «видимого» метаморфизма, а лишь время, прошедшее с момента прекращения воздействия на них относительно невысокой температуры (300°), высокого, точнее, сверхвысокого, давления (10 и более килобар) и процессов внутрикристаллической трансляции. Во многих случаях это время довольно близко совпадает с периодом посторогенного «всплывания» участков земной коры, сложенных анализируемыми горными породами.

Далее Л. И. Салоп указывает, что данные аргонового метода позволяют, как правило, установить только верхний возрастной предел минерала или горной породы. Можно думать, что чем древнее и глубиннее изверженные или метаморфические горные породы, тем более продолжительное время они подвергались воздействию упомянутых факторов и тем больше для них будет расхождение между истинным возрастом и возрастом, который датируется аргоновым методом. Для изверженных пород, образовавшихся выше критического уровня глубины или даже прямо на земной поверхности и не подвергавшихся повторному нагреву или деформации, возраст, полученный аргоновым методом, должен совпадать с геологическим возрастом. То же самое относится и к сингенетическим минералам осадочных пород, в особенности к глаукониту. Этот

минерал, как известно, не переносит метаморфизма, и наличие его в горной породе свидетельствует о том, что она не подвергалась действию сколько-нибудь высоких (более 300°) температур, давлений и деформаций. Именно поэтому определения возраста по глаукониту в большинстве случаев показывают значения, очень хорошо согласующиеся с геологическими данными, и служат геологическими реперами. Исходя из изложенного, С. И. Салоп практически все случаи регионального омоложения докембрийских толщ предлагает объяснить процессами воздымания («всплывания») отдельных блоков на гипсометрический уровень выше геоиотермы 300°. С. В. Обручев (1963), базируясь на соображениях Д. Ф. Эверендена и Л. И. Салопа, пытался связать с этапами резкого подъема края Сибирской платформы те случаи омоложения, когда цифры возраста оказывались более «молодыми», чем последний этап складчатости (Таймыр, Становой хребет, Восточный Саян и др.).

Исходя из позиций, изложенных в работах Д. Ф. Эверендена и других (1960) и Л. И. Салопа (1963, 1967), М. И. Волобуев, Д. И. Мусатов и другие сделали попытку восстановить историю поднятия отдельных блоков Южно-Енисейской глыбы по данным регионального омоложения пород. По представлениям этих исследователей, наиболее раннее поднятие испытал блок пород, включающий атамановскую и калантатскую толщи района р. Казачья (1300 млн. лет назад), позже него был приподнят блок, содержащий массив татарских гранитов (600 млн. лет), самым последним поднялся Богуневский блок, заключающий породы кузеевской серии (330 млн. лет назад).

Таким образом, гипотеза Д. Ф. Эверендена, развитая Л. И. Салопом как будто дает не только сравнительно простые объяснения явлениям регионального омоложения, но и позволяет широко использовать радиологические данные для тектонического анализа. При этом оказывается, что «возможно определение таких важных геологических событий, как время крупных поднятий земной коры, выяснение характера этих поднятий (блоковое, косое или сводовое), а также направление и относительная амплитуда перемещения тектонических блоков» (Салоп, 1963).

Эта гипотеза, несомненно, интересна, и в ряде случаев, по-видимому, учет отдельных ее положений может быть полезным при интерпретации радиологических данных. Однако универсальной ее вряд ли можно признать, так как сама по себе она вызывает ряд серьезных сомнений и весьма обоснованных возражений.

Прежде всего, Э. К. Герлинг (1961), рассматривая материалы Д. Ф. Эверендена и других, показал, что его вывод о полной потере аргона флогопитом в течение 10 млн. лет в результате нагрева до 300° несостоятелен. Расчеты Д. Ф. Эверендена строились на том предположении, что значение активации выделения аргона в 28000 кал/г·атом характеризует диффузию всего аргона по решетке флогопита. Э. К. Герлинг показал, что на самом деле такой энергией активации обладает лишь весьма небольшое количество (доли процента) аргона, выделяющегося по нарушениям в решетке слюды. Выделение основной массы аргона из ненарушенной части кристаллической решетки связано с гораздо большим значением энергии активации, которое для флогопита оценивается Э. К. Герлингом в 67000 кал/г·атом (Д. Ф. Эверенденом даже в 77000 кал/г·атом), для мусковита в 92000 кал/г·атом и для биотита в 57000 кал/г·атом. Такие высокие значения энергии активации свидетельствуют о том, что диффузия аргона из ненарушенных кристаллических решеток слюд весьма затруднена. Расчеты Э. К. Герлинга показали, что нагрев мусковита и флогопита до 300° в течение 100 млн. лет может привести к потере не более 1% накопившегося в минерале аргона.

Отсюда следует, что для полного удаления аргона из минерала необходимо, чтобы породы находились на глубинах ниже геозотермы 300° огромными по длительности промежутки времени, исчисляемые миллиардами лет. Естественно, что такое допущение нелепое и противоречит всему имеющемуся фактическому материалу. Выше было показано, что периодичность тектонических импульсов в фанерозое измеряется сравнительно краткими интервалами (20—40 млн. лет) и лишь наиболее интенсивные импульсы повторяются через 40—70 млн. лет. Хотя и можно предполагать, что в докембрии вспышки тектонической активности проявлялись через значительно большие промежутки времени, но все равно последние были во много раз меньшими, чем это требуется для удаления сколько-либо заметных количеств аргона за счет низкотемпературной диффузии.

Несостоятельно и представление о легкой потере аргона глауконитом при погружении на сравнительно небольшие глубины. Детальные экспериментальные исследования, осуществленные Г. А. Казаковым (1964), показали, что выделение аргона из глауконита начинается при 300°. В платформенных и миогеосинклинальных областях даже у основания осадочного чехла температура не превышает 150—200°. Отсюда следует, что даже при погружении на 3—5 км глаукониты не могут терять ощутимых количеств аргона за счет ускорения его диффузии в связи с нагревом. Это подтверждается исследованиями глауконита из обнажений и из глубоких скважин Кавказа, Южного Урала, Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. Температурные измерения в скважинах Западно-Сибирской низменности показали, что на глубине 3—3,5 км температура горячей воды не превышает 90—105°. В Енисейском кряже в верхах тунгусинской и по всему разрезу сухопитской серий протерозоя имеются слои, содержащие глауконит. Определения абсолютного возраста последнего дали цифры, находящиеся в прекрасном соответствии со стратиграфическим положением анализируемых пород, несмотря на их докембрийский возраст. Отсюда следует, что хотя в отдельные этапы истории Енисейской миогеосинклинальной области эти толщи погружались на глубины до 5—15 км, заметных метаморфических воздействий они не претерпели. Их глауконит не изменен, и в нем сохранилось радиогенное равновесие. Значит, погружение на такие глубины глауконитсодержащих пород не привело к существенному их нагреванию, а фактор времени не играл заметной роли, хотя накопление, например, пород только сухопитской серии мощностью около 7000 м протекало весьма длительное время — около 400 млн. лет. Аналогичные примеры можно привести и из других регионов складчатого обрамления Сибирской платформы.

Явления регионального омоложения особенно присущи геосинклинальным областям, характеризующимся длительной и сложной историей геологического развития со значительным погружением, разнообразными дифференциальными движениями отдельных блоков, проявлением интенсивных процессов метаморфизма и магматизма. Именно в геосинклиналях в результате погружения породы, слагавшие дно геосинклинальных трогов, оказывались в областях повышенных давлений и температур. Однако, как показали расчеты многих исследователей, на глубинах, достигавшихся дном геосинклинальных трогов (10—15 км), не могли возникать давления и температуры, обеспечивающие криптометаморфизм в понимании Л. И. Салопы. Ведь даже при формировании интрагеосинклинали накапливалось не больше 15 км осадков в одной зоне, что приводило к возрастанию давления на подстилающие слои приблизительно на 3,5 кбар. Это давление могло быть максимальным вдоль

оси прогиба, а с удалением от нее оно уменьшалось наряду с уменьшением мощности осадков и, следовательно, в среднем было менее 2 *кбар*. Такое повышение давления на породу могло способствовать только вытеснению из нее воды. Таким образом, само по себе прогибание и погребение пород под толщей осадков имело несущественное значение для развития эндогенных процессов, могущих вызвать процессы метаморфизма. В пределах геосинклинальных областей юго-западного обрамления Сибирской платформы прогибы вряд ли превышали 10—15 км, и поэтому нигде не мог быть достигнут тот порог давления (10 *кбар*), за которым, по предположениям Л. И. Салопа, под влиянием давления начиналось выделение аргона. Возникновение больших давлений, превышающих 10 *кбар*, возможно только под влиянием стресса, однако регистрируемые при этом изменения пород будут локализоваться в сравнительно узких тектонических зонах. Казалось бы, что в силу различия теплопроводности осадочных и кристаллических пород на дне глубоких депрессий, заполненных осадочными породами, температура должна быть выше, чем на той же глубине в кристаллических породах. Этот термонизоляционный эффект осадочных толщ многими исследователями привлекался к объяснению причин метаморфизма и даже плавления пород. Действительно, если рассматривать изолированно столб осадочных пород и столб кристаллических пород, в которых установилось термическое равновесие, то на дне 10-километровой осадочной толщи температура может достичь 350°, тогда как на той же глубине внутри кристаллического массива она будет равна только 210°. Первая температура находится как раз на том пределе, когда может начаться ускоренное выделение аргона из кристаллической решетки минералов. Однако, если учесть, что каждый осадочный бассейн окружается поднятиями кристаллического основания, теплопроводность пород которого выше, чем осадочных, то и глубинный тепловой поток должен в какой-то мере направиться в обход бассейна по кристаллическим породам. Это приведет к некоторому подъему температуры в кристаллических породах и падению ее в осадочных, и поэтому маловероятно, чтобы на дне трога температура могла достичь 300—350°.

Кроме того, в силу малой теплопроводности горных пород нагревание осадочных слоев до температуры, отвечающей данной глубине погружения, будет существенно отставать от прогибания коры. По расчетам Г. Джеффриса (1961), необходимо более 100 млн. лет, чтобы температура осадков приблизилась к своему предельному значению. Следовательно, заключает В. В. Белоусов (1966), термонизоляционный эффект осадочных пород не может рассматриваться в качестве существенного фактора в эндогенных (прежде всего — метаморфических) процессах. Температуры в основании осадочной толщи, возникающие в связи с меньшей ее теплопроводностью, едва ли могут превышать 100° и поэтому не имеют решающего значения в метаморфических процессах.

При расчете распределения температур в земной коре и верхней мантии обычно учитываются: средний тепловой поток, теплопроводность пород (температурный градиент) и вероятное распределение радиоактивных элементов, генерирующих тепло. Последний фактор имеет особое значение. Так, например, рассчитывая три различных гипотетических схемы распределения радиоактивных элементов, Ф. Берч (1957) получил для глубины 30 км температуры 300, 500, 680°. Е. А. Любимова (1959), проведя аналогичные расчеты, определила для глубин 10, 20, 40, 60, 80, 100 км вероятные значения температур 180, 270, 400, 620, 980, 1250° С.

По расчетам других исследователей, соотношения глубин и температур несколько иные. Но в любом случае для достижения в условиях нормального теплового потока Земли глубин с геозотермами более 300° вертикальные перемещения блоков горных пород должны были обладать амплитудами 20—30 км, которые в геологических разрезах не фиксируются и если и имели место, то как исключительное явление.

Таким образом, представления сторонников значительной роли низкотемпературной диффузии аргона из слюд при региональном омоложении пород являются по меньшей мере дискуссионными. Для удаления аргона из кристаллической решетки минералов за реально допустимое геологическое время необходимы значительно более высокие чем 300° температуры на сравнительно небольших глубинах.

Наблюдения и расчеты многих исследователей показывают, что метаморфические процессы и гранитизация в земной коре проявлялись не столько в областях огромных глубин, сколько в пределах сравнительно небольших погружений, но в обстановке повышенных геотермических градиентов. Возрастание градиента в таких условиях не может быть объяснено изменением теплопроводности пород. Оно требует резкого усиления теплового потока, а если учесть, что метаморфические реакции эндотермичны и теплопроводность метаморфических пород сравнительно высока, то ясно, что при формировании кристаллических пород должно быть еще большее увеличение теплового потока для протекания процессов метаморфизма и поддержания необходимого геотермического градиента. Поэтому можно предполагать, что для осуществления регионального метаморфизма и гранитизации требуется на обычных глубинах тепловой поток в 3—5 раз более высокий, чем нормальный, что соответствует соотношению между нормальным и максимальным значениями геотермических градиентов, наблюдаемому в современную эпоху. Известно, что наибольший геотермический градиент установлен в зоне молодой вулканической деятельности в Бонанце в штате Орегон (США), где он равен 150 град/км. Наименьший градиент (6 град/км) был зарегистрирован на древнем кристаллическом щите в Витватерсранде (Южная Африка). Наиболее распространенным является геотермический градиент 36 град/км. Обычные изменения геотермического градиента от места к месту чаще всего связаны с различиями в теплопроводности пород, а резкие изменения градиента обусловлены существенным изменением размеров тепловых потоков, концентрирующихся в подвижных областях Земли. Минимальные тепловые потоки присущи кристаллическим щитам, максимальные — вулканическим областям.

Как показывают геохронологические исследования, явления регионального омоложения присущи подвижным областям длительно полициклического развития. За пределами этих областей явления омоложения, если и фиксируются, то имеют локальный характер или приурочены к узким тектоническим зонам.

Весьма показательны в этом отношении материалы по Восточному Саяну. Геохронологические данные показывают, что время процессов омоложения для разных тектонических блоков Восточного Саяна различно. Цифры одного порядка характеризуют или отдельные структурные блоки, или несколько однотипных структур со сходной историей геологического развития. Подмечено, что наиболее древние значения абсолютного возраста получены для пород, расположенных в глыбах, которые в раннем палеозое представляли антиклинальные поднятия и лишь частично были перекрыты нижнекембрийскими отложениями (Никитина, Хильтова и др., 1964). Не встречаются низкие значения возра-

ста докембрийских пород также и в областях развития платформенных отложений нижнего кембрия.

Установлено, что значения возраста для докембрийских пород центральной части Восточного Саяна закономерно уменьшаются по мере удаления от Сибирской платформы в глубь складчатой области. В. Я. Хильтова и И. Н. Крылов (1964) приводят следующую последовательность цифр возраста в этом направлении: от 1670—1460—1240 млн. лет в краевых частях складчатой области до 600—500—450 млн. лет по мере приближения к наиболее удаленным от Сибирской платформы ее частям.

Известно, что архейский возраст пород шарыжалгайской и слюдянской серий Присаянской структуры к северо-востоку от Саяно-Байкальского разлома установлен многими геологическими данными и подтвержден геохронологически. В то же время многочисленные определения возраста амфиболов и биотитов из этих пород калий-аргоновым методом показывают цифры, соответствующие нижнепротерозойскому времени. Л. П. Никитина и другие (1964) пришли к выводу, что отмеченные расхождения обусловлены региональным проявлением регрессивного метаморфизма эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций нижнепротерозойского возраста. По представлениям этих исследователей, интенсивное развитие процессов регрессивного метаморфизма связано с тем, что в нижнем протерозое Присаянье представляло собой геосинклинальный прогиб и архейские складчатые сооружения слагали погруженный его фундамент. В период складчатости и прогрессивного регионального метаморфизма нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ, а также внедрения гранитов онотского комплекса породы фундамента подвергались глубокой структурной и минералогической переработке в условиях, одинаковых с условиями прогрессивного метаморфизма нижнепротерозойских осадков. В посленижнепротерозойское время эта структура, уже почти полностью консолидированная, выступает как периферическая геантиклиналь. Движения средне- и верхнепротерозойского возраста проявились в этой структуре в виде расколов и вызвали лишь локальные диафорические изменения пород архея и нижнего протерозоя. В палеозойское время эта территория характеризовалась типично платформенным режимом. Именно этим объясняется сохранение нижнепротерозойских значений возраста, редкая встречаемость среднепротерозойских значений и отсутствие данных о процессах палеозойского омоложения.

На огромной территории Восточного Саяна, расположенной к юго-западу от Саяно-Байкальского разлома, для всех пород, от архейских до нижнепалеозойских, радиологическими исследованиями биотитов устанавливаются палеозойские значения возраста.

Таким образом, тесная связь регионального омоложения с областями активной тектоно-магматической деятельности позволяет предполагать, что региональное омоложение пород вызвано не столько механизмом погружения и всплывания отдельных блоков, сколько связано с тепловыми (магматическими) импульсами, приводящими к резкому возрастанию тепловых потоков. Последние обуславливают прогрев толщ и повышение геотермического градиента в области активизации тектонической, магматической и гидротермальной деятельности как в пределах самой геосинклинали, так и в областях глубинных разломов, пересекающих блоки более ранних стадий консолидации.

На связь *процессов омоложения с магматизмом* указывали многие исследователи — А. А. Полканов, А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов,

Н. И. Полевая, М. М. Рубинштейн, Г. Д. Афанасьев, Э. К. Герлинг и другие. На материалах Сибири тесная связь регионального омоложения с магматизмом показана М. Г. Равичем и А. Я. Крыловым (1961) на примере Таймыра.

В пределах Таймырской геосинклинальной области докембрийские породы слагают протерозойский срединный массив, являющийся ядром герцинской складчатой структуры. Низы докембрийского разреза Таймыра представлены кристаллическими и метаморфическими толщами условно верхнеархейского — нижнепротерозойского возраста. Выше залегают мощные толщи верхнего протерозоя, содержащие в базальных конгломератах гальку нижнедокембрийских метаморфических и магматических пород. В низах гнейсового комплекса располагаются согласные интрузивные тела порфиробластических гранитов, сопровождающиеся обильными пегматитовыми жилами. К плоскостям несогласия гнейсового и филлитового комплексов приурочены батолитоподобные массивы порфириовидных гранитов, нередко значительно катаклазированные. Среди отложений филлитового комплекса развиты пластовые тела диабазов и габбро-диабазов, превращенные в амфиболиты, а в верхней части комплекса — секущие интрузии сильно метаморфизованных и катаклазированных порфириовидных гранитоидов, галька которых имеется в базальных конгломератах верхнего протерозоя.

Верхнепротерозойские толщи несогласно перекрыты палеозойскими отложениями, прорванными секущими гипабиссальными интрузиями субщелочных гранитоидов. Герцинский возраст последних несомненен, так как на полуострове Челюскин они прорывают неметаморфизованные ордовикские и силурийские карбонатные и песчано-глинистые отложения. Там же отмечено пересечение субщелочных гранитов дайкой типичных долеритов трапповой формации.

В конце палеозоя — начале мезозоя эта область превратилась в сложнопостроенное складчатое сооружение, реагировавшее на тектонические движения альпийского цикла крупными разломами. Палеозойские отложения трансгрессивно перекрыты юрскими и меловыми отложениями.

Огромная мощность длительно формировавшихся пород, весьма ясная последовательность их накопления и многоактивность интрузивной деятельности с достаточно хорошо устанавливающимися этапами формирования интрузивных комплексов указывают на перспективность проведения в этом районе геохронологических исследований. Однако определения возраста, выполненные А. М. Даминовой (1957<sub>1,2</sub>), а затем М. Г. Равичем и А. Я. Крыловым (1961), дали неожиданные результаты. Практически все возрастные значения (табл. 89), полученные для гранитоидов, гнейсов и филлитов северного Таймыра, оказались резко заниженными и не соответствующими их геологическому возрасту. Так, для наиболее типичных пород трех разновозрастных комплексов гранитоидов получены одинаковые возрастные значения — 230—280 млн. лет. При этом определения возраста по слюдам и по породе в целом дали одинаковые цифры. Важно подчеркнуть, что одинаковый возраст получен как для гранитоидов, галька которых имеется в конгломератах верхнего протерозоя, так и для гранитоидов, рвущих неметаморфизованные верхнесилурийские отложения. Такой же возраст получен и для биотитовых плагногнейсов и кристаллических сланцев, слагающих нижнепротерозойские образования Таймыра. Для четырех образцов филлитов верхнего протерозоя, взятых из различных пунктов северного Таймыра на расстоянии 100—300 км друг от друга, получены возрастные значения от 260 до 650 млн. лет. При этом примечательно, что филлиты, рас-

Абсолютный возраст гранитоидов и метаморфических сланцев Таймыра

Место взятия и характеристика пробы	Предполагаемый геологический возраст	Абсолютный возраст, млн. лет
Полуостров Заря, биотитовый плаггиогнейс . . . . .	Нижний протерозой	265
Там же, двуслюдяной гранит . . . . .	”	280
Там же, ксенолит в двуслюдяном граните . . . . .	”	260
О-в Еремеева в архипелаге Норденшельда, биотитовый сланец . . . . .	”	275
Р. Зап. Каменная, двуслюдяной гранит . . . . .	”	250
Сев.-зап. часть Таймыра, мусковит из пегматитов двуслюдяных гранитов . . . . .	”	226, 250
Р. Волчья, приток р. Мамонт, филлит . . . . .	Верхний протерозой	260
Мыс Остен-Сакен на побережье Таймырской губы, серицито-хлоритовый сланец . . . . .	”	415
О-в Русский, филлит . . . . .	”	415
Реч. Коралловая, приток р. Н. Таймыр, филлит . . . . .	”	650
Полуостров Заря, катакластический порфиroidный гранит . . . . .	”	250
Полуостров Челюскин, г. академника Смирнова, катаклизированный и метаморфизованный гранит . . . . .	”	240
Р. Обрывистая, приток р. Мамонт, биотит из катакластического порфиroidного гранита . . . . .	”	265
Полуостров Челюскин, плато Лодочникова, граносиенит . . . . .	Палеозой	230
Там же, биотит из граносиенита . . . . .	”	265

положенные вблизи от гнейсовой толщи в районе самых молодых интрузий субщелочных гранитоидов, показывают возраст 265 млн. лет, удаленные от них на многие километры — 415 млн. лет, а располагающиеся на границе с кембрийскими отложениями, наиболее отдаленными от интрузий, — 650 млн. лет. Эти данные указывают на связь низких значений возраста докембрийских образований Таймыра с формированием палеозойских субщелочных интрузий. Поэтому совершенно правы М. Г. Равич и А. Я. Крылов (1961), делая вывод, что получаемые в настоящее время для пород Таймыра омоложенные значения возраста отражают время активизации магматической деятельности в связи с поднятием протерозойского срединного массива в позднегерцинское время.

Непосредственная связь регионального омоложения с процессами, синхронными с *магматизмом активных частей геосинклинальных областей*, устанавливается во многих регионах горного обрамления Сибирской платформы.

Так, анализ геохронологических материалов по Енисейскому кряжу показал, что архейские и нижнепротерозойские породы пережили интенсивное омоложение около 950—900 млн. лет назад. Радиологическими данными установлено, что тот же возраст имеют широко развитые в этих районах интрузии посольненского, нижнеканского, тейского, аятинского комплексов (950—900 млн. лет) и татарских гранитов (850—800 млн. лет). Согласно данным о изотопном составе рудных свинцов в это же время (около 900 млн. лет), формировались и все свинцовые рудопроявления кряжа. Таким образом, устанавливается принадлежность к одному этапу магматической активности как интенсивной гидротермальной деятельности, так и верхнепротерозойского омоложения древних пород. Пространственная общность этих явлений указывает на прямые генетические связи между ними.



Как указывалось выше, докембрийские породы Восточного Саяна на широких площадях характеризуются нижнепалеозойскими значениями возраста (550—470 млн. лет). Работами Л. П. Никитиной, В. Я. Хильтовой и многих других исследователей показано, что в полях нижнепалеозойского регионального омоложения докембрийские породы подвергались воздействию разнообразных высоко- и низкотемпературных геологических процессов.

В одних участках докембрийские породы претерпели регрессивный метаморфизм, в других — гидротермальную и метаморфическую переработку или контактовые изменения при внедрении магматических масс и в связи с тектоническими дислокациями. Все эти процессы, бесспорно, приводили к локальному омоложению затронутых ими пород. В то же время во многих случаях породы, охваченные процессами омоложения, не несут сколько-нибудь заметных изменений. Огромные площади, испытавшие нижнепалеозойское омоложение, появление низких значений возраста в разных структурных блоках и среди пород разного состава, генезиса и возраста свидетельствуют о высокой интенсивности и региональном характере геологического процесса, обусловившего омоложение.

Для выяснения причин нижнепалеозойского регионального омоложения древних образований Восточного Саяна важно то, что выравнивание цифр возраста биотитов для всех пород (от архейских до нижнепалеозойских) наблюдается на большой территории, охватывающей всю область Восточного Саяна к юго-западу от Саяно-Байкальского разлома. К северо-востоку от этого разлома палеозойские возрастные значения для биотитов докембрийских пород наблюдаются только в зоне шириной 15—20 км вдоль самого разлома. Именно в пределах области, характеризующейся пониженными значениями возраста докембрийских пород, широко проявился гранитоидный магматизм. Как указывают геологические и радиологические данные, наиболее интенсивным был салаирский этап каледонского тектоно-магматического цикла (450—550 млн. лет). В это время, вероятно, сформировались все основные палеозойские интрузивные комплексы Восточного Саяна. Тот же возраст (480—450 млн. лет) показывают и метаморфизованные кембрийские породы.

Все приведенные данные позволяют утверждать, что главный этап регионального палеозойского омоложения докембрийских пород Восточного Саяна совпадает и генетически связан с салаирским этапом магматизма, широко проявившимся юго-западнее Саяно-Байкальского разлома в активных частях нижнепалеозойской геосинклинальной области.

Весьма четко устанавливается связь палеозойского омоложения докембрийских пород с магматизмом Тувы. При определении возраста метаморфических пород, развитых в нагорье Сангилен, главная масса цифр, полученных по слюдам, укладывается в интервале 550—450 млн. лет. Тот же возраст получен и по большинству проб из интрузивных пород нагорья. Эти возрастные значения находятся в прямом соответствии с возрастом интрузий таншуольского гранитоидного комплекса (550—480 млн. лет), сформированного в заключительные стадии салаирского цикла.

*Связь регионального омоложения с тектоническими дислокациями* в большинстве случаев выражена менее ясно и нередко затушевывается сопутствующими дислокациям процессами.

С. В. Обручев начиная с 1955 г. неоднократно обращал внимание на то, что при обсуждении расхождений между предполагаемым возрастом и цифровыми значениями, полученными по калий-аргоновому методу, недостаточно удовлетворяться объяснением, что эти значения отвеча-

ют не возрасту пород, а времени их метаморфизма, обуславливающего полную перекристаллизацию пород. Он считал, что полученные цифры характеризуют этап геосинклинальной складчатости с соответствующими ему повышениями давления и температуры, приводящими к мало заметным или почти незаметным изменениям горных пород. В качестве примера С. В. Обручев ссылался на материалы по Восточному Саяну. Там, в протерозойском Дербинском (Восточно-Саянском) антиклинории и в лежащей между ним и Канской глыбой каледонской Янгозинской зоне смятия, биотит из гнейсов и мраморов имеет возраст от 400 до 500 млн. лет, биотит протерозойских гранитов Дербинского антиклинория — от 450 до 500 млн. лет и, наконец, для слабо метаморфизованных алевролитов и граувакк получены те же значения возраста — около 450 млн. лет. С. В. Обручев считает, что совпадение возрастных значений для столь разнохарактерных и разновозрастных пород указывает на связь омоложения с тектогенезом каледонского цикла, хотя породы и минералы не несут следов каких-либо постпротерозойских изменений.

Допуская в данном случае связь омоложения с тектогенезом, можно предполагать и связь омоложения с магматизмом.

По-видимому, с интенсивными тектоническими движениями следует связывать этап омоложения архейских и нижнепротерозойских пород, отмечаемый в Енисейском кряже на границе среднего и верхнего протерозоя (1500—1300 млн. лет). Также, вероятно, с тектогенезом байкальской эпохи связано региональное омоложение пород (650—550 млн. лет), выявленное в процессе радиологических исследований пород Енисейского кряжа и Восточного Саяна.

Как для того, так и для другого времени в этих регионах не известны сколько-нибудь существенные проявления магматизма. Тем не менее по всем данным регионы переживали именно тогда крупные тектонические перестройки.

Здесь кстати заметить, что если в Енисейском кряже байкальский этап омоложения фиксируется многими радиологическими данными, то в Восточном Саяне соответствующие времени этой складчатости цифры возраста встречаются только изредка среди цифр, характеризующих палеозойский этап омоложения. В то же время известно, что в результате именно байкальской складчатости были созданы крупные поднятия на месте современного Восточно-Саянского антиклинория. Казалось бы, что такие интенсивные тектонические движения не могли не вызвать процессов, способствующих омоложению толщ. Можно предполагать, что сохранение древних и «байкальских» значений возраста докембрийских пород Енисейского кряжа связано с его пассивной тектонической жизнью в палеозойское время. Наоборот, в Восточном Саяне, где тектоно-магматическая деятельность в палеозойское и особенно в нижнепалеозойское время продолжала быть весьма активной, метаморфизм, обусловленный байкальской складчатостью, перекрылся рядом интенсивных нижнепалеозойских процессов, определивших вулканизацию и потерю информации о процессах байкальского времени.

В ряде мест устанавливается связь омоложения с разрывными дислокациями и процессами, им сопутствующими. Так, в Усангольском массиве гнейсо-гранитов Опотского комплекса в Восточном Саяне по мере приближения к Саяно-Байкальскому разлому изменение значений возраста архейских и нижнепротерозойских пород, по данным Л. П. Никитиной (Никитина, Хильтова и др., 1964), происходит в следующем порядке: в 15 км от разлома — 1750 млн. лет, в 6 км — 1520 млн. лет, в 4 км — 1420 млн. лет, в 3 км — 1270 млн. лет. Таким образом, в пределах одного массива интервал значений возраста составляет около 500 млн. лет, что,

естественно, не может быть объяснено длительностью формирования самого массива, а является результатом омоложения его пород в области разлома.

Ф. П. Митрофанов описал случай, когда в зоне разрывных дислокаций, пересекающих Уртагольский массив (Восточный Саян), породы среднего протерозоя и прорывающие их гранитоиды с возрастом не менее 800 млн. лет резко омоложены и показывают средне-, верхнепалеозойские возрастные значения (377—342 млн. лет).

При определении возраста архейских пород шарыжалгайской серии в Юго-Западном Прибайкалье свинцово-изохронным методом (Соботович и др., 1965) установлено, что амфиболиты, располагающиеся вдали от зон разломов, показывают близкий к действительному возраст — 2900 млн. лет, кристаллические сланцы вблизи зоны разлома дали возраст 2500 млн. лет, а мигматиты из зоны разлома — 1700 и 1160 млн. лет.

Таким образом, бесспорно, что и пликративные и разрывные дислокации создают условия для омоложения пород, однако их роль как фактора широкого площадного омоложения вряд ли может быть сравнима с влиянием процессов, обусловленных магматизмом.

*Связь регионального омоложения с активизацией тектоно-магматической деятельности и процессов, ей сопутствующих, в пределах подвижных областей глубинных разломов* устанавливается во многих регионах рассматриваемой территории.

При геохронологических исследованиях в Восточном Саяне, Кузнецком Алатау, Туве, Горном Алтае докембрийские породы на широких площадях показывают средне-, верхнепалеозойские и мезозойские значения возраста. Прямые связи этих значений с магматической активизацией выявляются не везде. Так, если в Туве, Горном и Рудном Алтае, т. е. в областях, еще не утративших подвижность в средне- и верхнепалеозойское время, связь омоложения пород с герцинскими этапами магматизма ясна, то связи герцинского омоложения с магматизмом в Восточном Саяне, Кузнецком Алатау и мезозойского омоложения в Горном Алтае непосредственно не устанавливаются. Например, средне- и верхнепалеозойским омоложением в Восточном Саяне охвачены не только все докембрийские, но и нижнепалеозойские толщи и интрузивные породы. Проявление омоложения этого времени на широкой площади говорит о большой интенсивности процессов, обусловивших омоложение. В то же время геологическими наблюдениями и радиологическими данными установлены весьма ограниченные масштабы проявления среднепалеозойского, и тем более верхнепалеозойского, магматизма в Восточном Саяне. Учитывая это, можно предполагать, что доля участия процессов, вызванных собственно магматизмом, проявившимся в это время в Восточном Саяне, была незначительной. Л. П. Никитина и другие (Никитина, Хильтова и др., 1964) связывали герцинское омоложение пород Восточного Саяна с явлениями, которые А. А. Полканов классифицировал как процессы «сквозной кинематики при высоком дифференциальном движении без заметного воздействия магматизма» (Полканов, Герлинг, 1961). Нам кажется, правильнее связывать омоложение в этом случае с активизацией тектонической и гидротермальной деятельности в подвижных областях глубинных разломов, синхронной тектоно-магматической активности в соседних частях геосинклинали области.

Непосредственная связь регионального омоложения с активизацией глубинных разломов установлена в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. В Кузнецком Алатау герцинским омоложением охвачены метаморфические и интрузивные породы Томского кристаллического массива. Выше, при анализе возрастных данных по Кузнецкому Алатау, было показано,

что при определении возраста нижнепротерозойских пород Томского кристаллического массива калий-аргоновым методом главная масса цифр укладывается в интервале 360—270 млн. лет, меньшее число цифр — в интервале 220—170 млн. лет. При этом отсутствие заметных изменений в породах не позволяет связывать омоложение с конкретными геологическими процессами. В пределах массива отсутствуют также и средне-верхнепалеозойские и тем более мезозойские магматические образования. В то же время Томский кристаллический массив тесно пространственно связан с Кузнецко-Алтайским глубинным разломом, длительно развивавшимся и сохранившим подвижность до настоящего времени. Это позволяет предполагать, что интенсивно проявившийся здесь верхнепалеозойский и слабее мезозойский этапы омоложения обусловлены тектонической активизацией области глубинного разлома в верхнепалеозойское и мезозойское время.

Еще более характерным примером связи регионального омоложения с тектонической активизацией глубинных разломов является мезозойское омоложение метаморфических пород Прителецкого района Горного Алтая.

В районе Телецкого озера глубоко метаморфизованные породы представлены кристаллическими сланцами и гнейсами. Возраст их до последнего времени дискусионен. Одни исследователи (Белостоцкий, 1956; Винкман, 1958, 1959; Сенников, 1958, 1960; Усов, 1936; Перфильев, 1960, 1962, и др.), основываясь на степени метаморфизма пород и различных косвенных данных, относят их к докембрию (протерозою), параллелизуя с терехтинской серией Терехтинского горста Горного Алтая и джебашской свитой Западного Саяна. Другая группа исследователей (Нехорошев, 1951; Кузнецов, 1952, 1954; Бубличенко, 1939; Попов, 1960; Амшинский, 1960; Хоментовский, 1960, и др.) полагает, что кристаллические сланцы и гнейсы возникли за счет пород разного возраста (главным образом палеозойских) в результате контактового метаморфизма, сопряженного с динамометаморфизмом. Основанием для такого представления служили данные о наличии в пределах горста слабометаморфизованных ордовикских и кембрийских пород, имеющих местами переходы в интенсивно метаморфизованные кристаллические сланцы, сходные с породами метаморфической толщи Телецкого горста. Однако работами В. М. Сеникова, В. П. Студеникина, Р. Ф. Колпаковой (1960<sub>2</sub>) и других исследователей было показано, что фаунистически охарактеризованные слабо метаморфизованные и собранные в пологие складки отложения ордовика по составу и характеру дислокаций не сопоставимы с рассматриваемыми метаморфическими породами. Отложения ордовика несогласно налегают на кембрийские породы (тоже незначительно регионально метаморфизованные), контактирующие по разлому с весьма интенсивно регионально метаморфизованными древнейшими образованиями Телецкого горста (Винкман, 1959). В общем геологическом строении горста участвуют как протерозойские, так и нижнепалеозойские образования, хотя в ряде случаев разделение их затруднительно в связи со сходством конечных продуктов метаморфизма.

Метаморфические толщи горста прорваны вытянутыми в направлении простирания вмещающих толщ относительно небольшими массивами и мелкими телами гранодиоритов, плагиогранитов, реже кварцевых диоритов, диоритов, биотитовых двуслюдяных и лейкократовых гранитов. Большинство гранитоидных тел поражено катаклизмом, сопровождавшимся окварцеванием, эпидотизацией и хлоритизацией пород. Иногда наблюдается полное превращение пород в милониты и гранито-гнейсы. Внутри массивов содержится большое количество останцев кристалличе-

ских сланцев и гнейсов, связанных с гранитоидами постепенными переходами и ориентированных параллельно сланцеватости вмещающих пород. Резкие контакты гранитоидов с вмещающими породами обычно отсутствуют. Массивы окаймлены широкими поясами инъекционных гнейсов, мигматитов и полосчатых сланцев, в пределах которых встречаются небольшие по размерам выходы порфиробластических гнейсо-гранитов, пегматоидных гранитов и пегматитовых жил. Такой характер взаимоотношений свидетельствует о метаморфизме интрузивных пород совместно с вмещающими их толщами (Вифанский и др., 1958). Как возраст гранитоидов, так и возраст метаморфизма не ясны. Имеющееся одно определение возраста, произведенное по гальке интрузивных пород из конгломератов верхнего кембрия соседней Уйменской депрессии хотя и дало цифру 867 млн. лет, будто бы подтверждающую докембрийский возраст рассматриваемых гранитоидов, однако достоверность этого факта не так уж велика, поскольку идентификация анализируемой гальки с породами Прителецкого района не надежна.

По биотиту из гранито-гнейса нижнего течения р. Кокша был определен возраст 608 млн. лет, который хотя и указывает на принадлежность этих пород к докембрийским образованиям, однако не характеризует даже времени их метаморфизма.

По составу аксессуаров гранитоиды Прителецкого горста разделяются на две группы. В первой (Ярулинский, Телецкий, Кату-Ярыкский массивы) апатит преобладает над цирконом, постоянно отмечается сфен, ильменит, халькопирит, пирит и монацит. Содержание урана в них меньше, чем в породах более молодых комплексов восточной части Горного Алтая. Во второй группе гранитоидов (Абаканский, Тонгульский, Чебдарский, Кубадринский и другие массивы) циркон составляет основную часть аксессуаров, монацит отсутствует совершенно, а апатит встречается очень редко. Постоянно присутствует сфен и шеелит; редко встречаются ильменит и ортит. Такие глубокие различия в составе аксессуаров свидетельствуют о наличии в пределах Телецкого горста разновозрастных интрузий. Следует также отметить, что гранитоидные массивы, располагающиеся к югу от Телецкого озера, в бассейне р. Чулышман, почти не разгнейсованы, а идентичная им по составу галька обнаружена О. М. Канфелем в находящемся недалеко конгломерате среднедевонского возраста.

Геохронологическими исследованиями (табл. 90) в районе, примыкающем на юге к Телецкому озеру, устанавливается присутствие разновозрастных палеозойских интрузий: каледонских (массивы Токпакский с возрастом 437 млн. лет, Богояшский — 413 млн. лет, Чулышманский — 456 млн. лет), раннегерцинских (Чебдарский массив — 390—365 млн. лет) и позднегерцинских (массивы Чульчинский — 315 млн. лет, Коо — 327 млн. лет, Таштыузекский — 295 млн. лет и др.).

С целью получения информации о возрасте пород собственно Прителецкого района, где развиты наиболее древние, предположительно протерозойские образования горста, нами были выполнены определения возраста по метаморфическим и интрузивным породам. Как видно из табл. 91, по всем пробам получены исключительно низкие значения возраста — от 291 до 125 млн. лет. При этом в большинстве случаев по мусковиту, биотиту и полевоому шпату из метаморфических пород, разновозрастных гранитов и пегматитов получены хорошо совпадающие цифры в интервале 189—170 млн. лет, отвечающие мезозойскому (юрскому) времени. По двум пробам определен возраст 260 и 291 млн. лет, что соответствует позднегерцинскому времени. Того же порядка цифры (см. табл. 91) были получены во многих случаях по интрузивным и метамор-

## Абсолютный возраст пород из района Телецкого горста

Место взятия и характеристика пробы	Возраст, млн. лет	Определения выполнены
Водораздел рек Б. Абакан — М. Абакан, Абаканский массив, гранит, по валу	288	ИГиГ СО АН СССР
Абаканский хребет, верховья р. Чульча, биотит из биотитового сланца	473	„
Чульчинский массив, полевой шпат из аплитовой жилы	315	„
Там же, мусковит из пегматита	205	„
»	220	„
Там же, мусковит из гранита	222	„
Р. Чульча, мусковит из мусковитового сланца	228	„
Чебдарский массив, биотит с кварцем из гранита	330	„
Там же, роговообманковый концентрат из гранита	365	„
То же	390	„
Р. Чулышман, левый берег, массив у дер. Коо, биотит из гранита	248	„
Там же, биотит из гранодиорита	327	ВСЕГЕИ
Там же, биотит из биотитового гранита	456	ИГиГ СО АН СССР
Таштыузекский массив, биотит из кварцевой жилы, секущей порфиоровидный гранит	278	„
Там же, сев. часть массива, биотитовый гранит	247	„
То же	243	„
»	230	ВСЕГЕИ
Там же, юж. часть массива, биотит из порфиоровидного гранита	295	ИГиГ СО АН СССР
Богояшский массив, катаклазированный биотитовый гранит	413	„
Токпакский массив, мелкозернистый биотитовый гранит (позднеордовикский)	437	ВСЕГЕИ
Вост. берег Телецкого озера, нижнее течение р. Кокши, серый биотитовый гранито-гнейс, по биотиту	608	ИГиГ СО АН СССР

физованным породам, располагающимся к югу от Телецкого озера, в бассейне р. Чульча, правого притока Чулышмана, в поле развития палеозойских образований. Важно отметить, что во всех случаях породы не несут заметных изменений, с которыми можно было бы связывать такое резкое омоложение. В то же время сравнительно хорошая сходимость цифр, полученных по разным протерозойским и палеозойским породам, распространенным на широкой площади, не может быть случайной. Несомненно, что низкие возрастные значения отражают период мощных геологических процессов, протекавших в постгерцинское время.

Отсутствие в Северо-Восточном Алтае мезозойских интрузивных и эффузивных пород исключает связь омоложения этого времени с магматической деятельностью в этом районе, а довольно широкое распространение мезозойского омоложения не может быть удовлетворительно объяснено связью с дизъюнктивными дислокациями.

Рассмотренный район располагается в пределах подвижной области длительно живущего Кузнецко-Алтайского глубинного разлома, разделяющего на всем протяжении от северных склонов Кузнецкого Алатау до Монголии разные структурно-фациальные зоны. В связи с активизацией тектонических движений в его пределах проявился глубинный и экструзивный магматизм каледонских и герцинских тектоно-магматических циклов.

Формирование этой структуры продолжалось и в кайнозойское время, а сейчас в ее пределах фиксируется повышенная сейсмичность (Масарский, Моисеенко, 1962). Учитывая сказанное, мы считаем, что процес-

Абсолютный возраст пород Прителецкого района по данным калий-аргонового метода

Место взятия и характеристика пробы	Содержание калия, %	$\frac{A^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет
Г. Тоголок, мусковит из гнейсовидного гранита . . . . .	6,27	0,0109	189
Алтынтауский массив, устье р. Б. Чили, мусковит из гранита . . . . .	7,10	0,0099	170
Там же, между мысом Кырсай и реч. Б. Чили, мусковит из гранита . . . . .	6,80	0,0108	177
Там же, мусковит (с примесью гидробиотита) из двуслюдяного гранита . . . . .	5,50	0,0072	125
Полевой шпат из пегматита, секущего гнейсы метаморфической толщи . . . . .	10,80	0,0112	186
Полевой шпат из пегматита в свалах р. Кокша . . . . .	7,60	0,0099	170
Р. Кыга, биотит в сростках из биотито-корднеритового сланца . . . . .	2,30	0,0106	182
Р. Кокша, мусковит из пегматита . . . . .	8,30	0,0155	260
Г. Тоголок, мусковит с гидробиотитом из порфировидных гранитов . . . . .	6,40	0,0175	291
Р. Кыга, биотит из гранито-гнейса метаморфической толщи . . . . .	7,30	0,01314	222

сы, обусловившие широкое площадное омоложение протерозойских и палеозойских пород Прителецкого района, генетически могут быть связаны с общей активизацией в раннемезозойское время геологических процессов, вызвавших резкий подъем энергетического уровня в пределах подвижной области Кузнецко-Алтайского глубинного разлома.

На паличие в пределах Горного Алтая и Кузнецкого Алатау мезозойских фаз тектогенеза и связанных с ними магматических и гидротермальных образований указывали М. А. Усов (1936), Н. Н. Горностаев (1938) и Ф. Н. Шахов (1938). В. А. Кузнецов (1952) считает, что глыбовая складчатость мезозоя сопровождалась вулканической деятельностью — излияниями базальтов в Кузбассе и Минусинской котловине, Кузнецком Алатау и Горном Алтае.

Геологические исследования последних лет выявили много фактов мезозойской магматической и гидротермальной деятельности, приуроченной к области Кузнецко-Алтайского глубинного разлома.

В правом борту р. Тузас среди юрских отложений Б. Н. Лапиным были обнаружены витрофиры и лимбургиты, оливковые долериты с необычайной пойкилитовой структурой, отличные от пермо-триасовых диабазов периферии Кузбасса. Кайнотипный облик пород подчеркивается обилием в них бурого стекла. Юрские песчаники в контакте с оливковыми долеритами пересечены кварцево-альбитовыми и карбонатно-баритовыми жилками, значительно доломитизированы, баритизированы и кальцитизированы. Дайки порфилов, прорывающие юрские угленосные отложения в 18 км от с. Тисуль, описаны П. А. Пономаревым. Абсолютный возраст рудной минерализации южнее пос. Казаны был определен свинцовым методом и оказался равным 180 млн. лет, что отвечает нижней юре. В связи с установлением нижнеюрского возраста угленосных толщ, сохранившихся в приразломных грабенах в Желсайском и Тузасском районах Горной Шории и относимых ранее к пермо-карбону, определилась нижняя возрастная граница наложенной на эти породы золото-киноварь-барит-флюорит-кальцитовой минерализации.

Исследования изотопного состава рудного свинца, выполненные в последнее время для Кузнецкого Алатау и Горного Алтая, показали при-

Возраст пород Курайской зоны Горного Алтая

Место взятия и характеристика пробы	Содержание калия, %	Возраст, млн. лет	Определение выполнено
Кубадринский массив, биотит из пегматита . . . . .	6,1	237	СНИИГГИМС
Там же, калишпат из пегматита . . . . .	12,56	202	„
Там же, мусковит из пегматита . . . . .	6,36	227	„
Там же, калишпат из пегматита . . . . .	10,00	226, 237	„
Верховье р. Бугузуи, мусковит из двуслюдяного гнейса с корднеритом . . . . .	6,81	270	„
Там же, биотит из того же гнейса . . . . .	3,67	398	„
Там же, биотит из биотитового гнейса с андалузитом . . . . .	4,86	316	„
Г. Черная. Бургазинский массив, биотитовый гранит . . . . .	4,55	178	„
Бургазинский массив, мелкозернистый турмалиновый аляскитовый гранит . . . . .	3,69	298	„
Там же, гнейсовидный микроклиновидный гранит . . . . .	4,76	265	„
Каракудюрский массив, биотит из биотитового сланца в контактовой зоне массива . . . . .	—	250	ВСЕГЕИ
Там же, аляскитовый гранит . . . . .	—	250	А. Н. Кононовым
Там же, кварцевый диорит . . . . .	—	355	„
Там же, биотитовый гранит . . . . .	—	360	„
Там же, биотитовый сланец в некотором удалении от контакта . . . . .	—	465	В. А. Скуридиным
Тапгулакский комплекс (ордовик), биотит из биотитового сланца . . . . .	—	425	А. Н. Кононовым
Там же, мусковит из пегматита . . . . .	—	497	„
Там же, биотит из гнейса . . . . .	—	430	„
Там же, биотит из плагногранито-гнейса . . . . .	—	425	„
Там же, фельдшпатизированный снлиманитовый гнейс . . . . .	—	337	„
Там же, гнейсовидный гранит . . . . .	—	378	„
Там же, биотит из пегматита . . . . .	—	250	В. С. Домаревым
Р. Байлюгом, пегматит . . . . .	2,15	364	СНИИГГИМС

сутствие во многих рудопроявлениях свинцов с изотопными отношениями, соответствующими альпийскому возрасту, что свидетельствует о наличии молодой рудной минерализации. По слюдам из пород Томского кристаллического массива, располагающегося севернее Прителецкого района в области того же глубинного разлома, получено значительное количество цифр возраста, соответствующих юрскому времени.

В Горной Шории, в районах, расположенных вблизи от области того же глубинного разлома, породы нередко показывают молодой возраст. Так, возраст сиенитов и розовых гранитов рудного поля месторождения Шерегеш определен в 164 и 222 млн. лет. Близкие значения возраста получены и для пород Сарлыкского массива (222 млн. лет). Породы, располагающиеся в пределах Курайской тектонической зоны, также во многих случаях показывают мезозойский возраст (табл. 92).

Все эти данные показывают, что в мезозойское (юрское) время области глубинных разломов Алтае-Саянской горной области переживали активизацию тектонических движений, обусловивших крупные дифференциальные перемещения отдельных блоков, проявление магматических и гидротермальных процессов, что местами, в частности, в Прителецком горсте, фиксируется явлением омоложения древних пород.



## ЭТАПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ОМОЛОЖЕНИЯ В ИСТОРИИ СИБИРИ

Геохронологическими исследованиями установлено, что докембрийские породы горных сооружений обрамления Сибирской платформы претерпели неоднократное омоложение. Анализ геохронологических материалов по отдельным регионам показывает, что не все этапы омоложения в настоящее время фиксируются одинаково четко. Это связано как с неравномерностью проявления процессов метаморфизма в разное время в разных регионах, так и с неравномерной потерей временной информации в результате наложения молодых процессов. Вполне естественно, что объем информации о более молодых процессах значительно превосходит объем информации о древних событиях.

Фиксируемые в настоящее время этапы омоложения характеризуют наиболее интенсивные процессы, распространившиеся на широких площадях и охватывавшие породы, размещающиеся в разных структурных блоках. Наиболее ярко проявлены этапы омоложения, протекавшие около 2700—2500, 2000—1800, 1500—1300, 1000—800, 650—550, 520—460, 340—270, 220—170 млн. лет назад.

1. Древнейший верхнеархейский этап омоложения (2700—2500 млн. лет назад) проявился в архейских отложениях Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау и других регионах Сибири. В то время под воздействием мощных дислокаций при весьма активных процессах гранитизации и инъекции магматических масс отложения архея подверглись региональному прогрессивному метаморфизму и были превращены в разнообразные гнейсы и кристаллические сланцы. В результате информация о событиях более раннего времени была почти полностью стерта. Поэтому получаемые в настоящее время цифры возраста в уцелевших от дальнейших изменений блоках пород характеризуют возраст отмеченного этапа прогрессивного метаморфизма.

2. Нижнепротерозойский этап омоложения (2000—1800 млн. лет) также фиксируется в Енисейском кряже, Восточном Саяне и Кузнецком Алатау. Этот этап синхронен с беломорским тектономагматическим циклом. В Енисейском кряже в то время формировались интрузии таракского комплекса, в Восточном Саяне — канские граниты, в Кузнецком Алатау — гранито-гнейсы томского интрузивного комплекса. Отложения нижнего протерозоя подвергались прогрессивному метаморфизму, а метаморфические толщии архея — омолаживались. В Восточном Саяне во многих местах отмечается связь этого омоложения с регрессивным метаморфизмом и диафторическими изменениями архейских образований.

3. Среднепротерозойский этап омоложения (1500—1300 млн. лет) четко намечается только в Енисейском кряже. В Восточном Саяне он фиксируется в отдельных глыбах. Характерно для этого этапа отсутствие прямых связей с активным магматизмом. Интрузии этого времени в отмеченных регионах не установлены. Омоложение, по видимому, вызвано тектоническими напряжениями, обусловившими коренную перестройку территории — смену платформенного режима, господствовавшего в нижнем и среднем протерозое, геосинклинальным, установившимся в верхнем протерозое почти на всей рассматриваемой территории.

4. Верхнепротерозойский этап омоложения (1000—800 млн. лет) был важнейшим для докембрийской истории рассматриваемой территории. Этот этап весьма четко фиксируется в Енисейском кряже, а также, вероятно, проявился и в Восточном Саяне, Туве и За-

падном Саяне. Материалами по Енисейскому краю генетическая связь процессов омоложения этого этапа с активным магматизмом устанавливается бесспорно. Так, именно в то время формировались посольненский (950—900 млн. лет), тейский (900 млн. лет), нижнеканский (900 млн. лет), аяхтинский (900 млн. лет), татарский (850—800 млн. лет) и другие интрузивные комплексы. В других регионах следы этого этапа омоложения фиксируются только единичными пробами. Однако широкое проявление интрузивного гранитоидного магматизма того времени в Восточном Саяне (зангисанский, гутарский, саянский — 1100 млн. лет, онотский, саганшулутский, хонголкойский — около 850 млн. лет, арашойский и другие интрузивные комплексы) и в Туве (саянский интрузивный комплекс) позволяет предполагать, что и в этих регионах верхнепротерозойское омоложение более древних пород проявлялось интенсивно, но информация о нем была стерта более поздними (палеозойскими) этапами омоложения.

5. Вендский этап омоложения (650—550 млн. лет) выявлен только при геохронологических исследованиях в Енисейском крае. Так же как и среднепротерозойское, вендское омоложение не имеет прямых связей с активным магматизмом. По-видимому, омоложение этого времени связано с тектоническими движениями, обусловившими новую коренную перестройку территории в связи с байкальской складчатостью. Поскольку последней была охвачена огромная область, можно допустить, что омоложение того времени распространилось и на докембрийские породы Восточного Саяна. Радиологическими данными этот этап омоложения там практически не фиксируется, что, вероятно, связано с потерей информации при наложении геологических процессов палеозойского времени.

6. Нижнепалеозойский этап омоложения (520—460 млн. лет) при геохронологических исследованиях фиксируется почти во всех регионах рассматриваемой территории. По имеющимся сейчас данным, наиболее широко омоложением этого времени поражены докембрийские породы в Восточном Саяне и Туве. Возрастная информация об этом этапе в значительной мере утеряна из-за наложения процессов верхнепалеозойского омоложения.

Синхронность нижнепалеозойского омоложения с салаирским тектоно-магматическим циклом каледонского орогенеза в Восточном Саяне и особенно в Туве свидетельствует о несомненной связи омоложения с активной магматической деятельностью, протекавшей в подвижных частях геосинклинальной области.

В Енисейском крае нижнепалеозойский магматизм если и проявлялся, то слабо, а омоложением того времени охвачены метаморфические и интрузивные породы архея и протерозоя. Таким образом, прямые связи омоложения с магматизмом в пределах самого Енисейского края не устанавливаются. Поскольку нижнепалеозойское омоложение пород этого региона синхронно интенсивной тектоно-магматической деятельности в соседней Алтае-Саянской области, можно предполагать, что омоложение пород в Енисейском крае было обусловлено активизацией тектонических движений в пределах глубинных разломов, ограничивающих эту консолидированную структуру.

7. Герцинский этап регионального омоложения (340—270 млн. лет) фиксируется в Восточном Саяне и Кузнецком Алатау в широких зонах, прилегающих к глубинным разломам. В Туве и Горном Алтае омоложением этого времени охвачены некоторые гранитоидные массивы. Ограниченность масштабов проявления верхнепалеозойского магматизма в Восточном Саяне и Кузнецком Алатау показывает,

что в их пределах роль магматизма при процессах омоложения была невелика. Приуроченность же толщ, омоложенных в верхнепалеозойское время, к областям подвижных зон глубинных разломов, и синхронность процессов омоложения того времени с активной тектоно-магматической деятельностью в крайних западных частях Алтае-Саянской и Зайсанской геосинклинальных областей позволяют говорить о генетической связи первых с последними.

8. Мезозойский этап омоложения (220—170 млн. лет) наиболее четко выявляется на породах, пространственно приуроченных к южной части Кузнецко-Алтайского глубинного разлома (Прителецкий район, Горная Шория, Курайская тектоническая зона и др.). К северу от этих районов интенсивность мезозойского омоложения ослабевает. Отмечается оно и на породах Томского кристаллического массива, по которым получено значительное количество цифр, отвечающих юрскому времени. По породам Когдарского массива в Западном Саяне получены значения возраста 186—252 млн. лет.

По ряду щелочных интрузий Восточной Тувы определен возраст 196—163 млн. лет. Там же мезозойский возраст (122—112 млн. лет) установлен по гидротермальноизмененному граниту из обломков брекчий среди кембрийских пород в рудном поле Карасукского месторождения.

Мезозойские значения возраста отмечены в ряде мест юго-восточной части Восточного Саяна.

Омоложение мезозойского времени, выявляемое во многих консолидированных в конце палеозоя регионах, как видно из приведенных примеров, пространственно приурочено к подвижным областям глубинных разломов. Известно, что в этих областях развиты дайки интрузивных пород и гидротермальная минерализация, сопровождающаяся оруденением. По данным исследований последних лет, мезозойский возраст этих образований устанавливается уверенно. Как видно из возрастных данных, этот этап омоложения синхронен этапам активизации магматической деятельности в Забайкалье, Монголии и Казахстане.

Заканчивая краткий обзор этапов регионального омоложения пород горного обрамления Сибирской платформы, необходимо подчеркнуть синхронность энергетических процессов в подвижных областях со слабыми по интенсивности метаморфизирующими процессами, обуславливающими региональный характер омоложения пород консолидированных структур. На примерах из Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Западного Саяна, Тувы и Восточного Саяна видно, что омоложение древних толщ в консолидированных структурах протекало главным образом в пределах подвижных зон глубинных разломов и было связано с активизацией тектонических, магматических или гидротермальных процессов, синхронных интенсивной тектоно-магматической деятельности в соседних геосинклинальных областях. Проявление этапов омоложения во времени, как и проявление магматизма, смещалось от платформы к западу по мере консолидации ее обрамления. Можно сказать, что в одной эпохе, в пространстве от платформы к активной части геосинклинальной области, интенсивность омоложения и тип его причинных связей закономерно изменялись. В консолидированных регионах процессы омоложения локализовались вблизи разломов и существенно связаны с тектоническими факторами. По мере продвижения к тектонически более активной зоне геосинклинали повышается роль омолаживающих процессов, связанных непосредственно с магматизмом. В свою очередь в каждом регионе по мере стабилизации его структуры интенсивность омоложения, обусловленного магматизмом, затухала, а заметнее проявлялась роль омоложения, связанного с тектоническими движениями.

Настоящая работа является первым обобщением данных по абсолютному возрасту осадочных, метаморфических, интрузивных и некоторых рудных образований горных сооружений юго-западного обрамления Сибирской платформы — Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Алтае-Саянской складчатой области. Особое внимание уделено анализу радиологических данных по докембрийским образованиям, широко развитым на рассматриваемой территории.

Это внимание объясняется прежде всего тем, что объективный подход к решению сложных проблем геологии докембрия в настоящее время немыслим без широкого использования данных по абсолютному возрасту. В то же время, как показал опыт геохронологических исследований во многих регионах развития докембрия, интерпретация радиологических данных нередко наталкивается на специфические трудности получения достоверной возрастной информации, что связано как с огромной длительностью докембрия, так и особенно с многократным воздействием метаморфизирующих процессов, нарушавших сохранность временной информации. Эти трудности особенно велики при геохронологическом изучении докембрийских образований, размещающихся в пределах подвижных зон полициклического развития, в которых имели место активные процессы не только собственно докембрийского, но и каледонского, герцинского и более позднего времени. Одной из зон такого типа является полоса горных сооружений, обрамляющих на западе Сибирскую платформу.

Проведенное нами обобщение показало, что в подвижных областях полициклического развития геологические события древних эпох надежно датируются только на основе анализа статистических совокупностей возрастных данных, полученных комплексом радиологических методов.

При этом необходимо иметь в виду, что наиболее достоверную информацию о древних событиях обычно дает рубидий-стронциевый метод. Данные же калий-аргонового метода, особенно относящиеся к подвижным областям полициклического развития, чаще всего информируют нас о наиболее молодых процессах, так или иначе метаморфизовавших породу. В работе учтено около 2100 определений возраста, из которых более 1600 выполнено калий-аргоновым методом, более 100 — уран-торий-свинцовым методом, 40 — рубидий-стронциевым, 7 — гелиевым методом. Хотя объем проведенных геохронологических исследований для этой

огромной территории далеко еще недостаточен, тем не менее анализ возрастных определений, выполненных комплексом радиологических методов, позволяет уточнить наши представления по некоторым вопросам геологии рассматриваемой территории.

1. В результате анализа радиологических данных по докембрийским образованиям и сопоставления геохронологических разрезов основных регионов установлена общность главных этапов геологической истории докембрия Сибири. Устанавливаются пять крупных тектоно-седиментационных циклов: первый, древнейший, нижнеархейский (древнее 2900 млн. лет), второй (2900—2300 млн. лет) обнимает верхнеархейское и первую половину нижнепротерозойского времени, третий (2300—1600 млн. лет) охватывает вторую половину нижнего и весь средний протерозой, четвертый (1600—1000 млн. лет) — нижний и средний рифей и пятый (1000—600 млн. лет) — верхний рифей и венд. Каждый тектоно-седиментационный цикл включает три крупных этапа — этап преимущественного погружения, сопровождающегося накоплением осадков, этап складчатости и воздымания регионов и этап континентального режима.

2. Анализ радиологических данных показывает, что в основании разреза рассматриваемых регионов располагаются древнейшие осадки, накопившиеся 3000 млн. лет назад. Около 2900 млн. лет назад эти осадки были регионально метаморфизованы и превращены в гнейсы (канский комплекс Енисейского кряжа, шарыжалгайская серия Восточного Саяна). В интервале 2900—2600 млн. лет происходило накопление верхнеархейских осадков. Они глубоко метаморфизованы около 2500 млн. лет назад (енисейский комплекс Енисейского кряжа, слюдянская и бирюсинская серии Восточного Саяна). Вероятно, в то же время нижнеархейские породы подверглись повторному метаморфизму.

Осадки нижнего протерозоя накапливались, скорее всего, в интервале 2300—1900 млн. лет (вторая половина нижнего протерозоя). От архейских пород они отделены длительным перерывом. Около 1900 млн. лет назад нижнепротерозойские толщи были метаморфизованы, а регионы выведены из области седиментации и в течение всего среднего протерозоя и частично нижнего и среднего рифея переживали континентальный режим.

В конце среднего протерозоя, после тектонической перестройки, началось погружение территории и формирование геосинклинали осадков. Время погружения отдельных блоков было различным. В Присянской зоне Восточного Саяна оно началось около 1600 млн. лет назад, а в Енисейском кряже — около 1500 млн. лет. Отдельные блоки (Дербинско-Удинская зона Восточного Саяна) сохраняли континентальный режим до 1000 млн. лет назад.

3. Анализ возрастных данных, полученных по породам из толщ венчающих докембрий и слагающих нижние части кембрийских разрезов, позволяет уверенно датировать нижнюю границу кембрия около 610—620 млн. лет, что близко датировке 600 млн. лет, принятой для этой границы в ряде вариантов геохронологической шкалы фанерозоя.

4. Переходные слои от докембрия к палеозою в складчатых регионах Сибири обычно параллелизуются с вендским комплексом Русской платформы, длительность формирования которого там определяется в 50—70 млн. лет. Имеющиеся радиологические данные показывают, что толщи, относимые к переходным слоям, накапливались в течение почти 200 млн. лет. Учитывая это и то, что в ряде регионов верхняя часть переходных слоев ложится на нижнюю часть с перерывом, вероятно, правильнее с вендским комплексом параллелизовать только мошаконскую и немчанскую свиты в Енисейском кряже, юдомскую свиту Учуро-Май-

ского района, анастасьинскую и оселковую свиты в Восточном Саяне, турукутскую свиту Оленекского поднятия и их аналоги в других регионах. Нижележащие свиты (алешинская или чивидинская, карагасская, уйская, хатыспытская, маастахская и их аналоги) должны причисляться к верхнепротерозойским образованиям. Но и в этом случае длительность вендского периода должна быть увеличена до 80—90 млн. лет и, таким образом, она будет сопоставимой с длительностью кембрийского периода, который многими исследователями оценивается примерно в 100 млн. лет.

5. Анализ мощностей осадочных толщ показывает, что скорости платформенного осадконакопления в докембрии и фанерозое соизмеримы, а для геосинклинальных осадков намечается тенденция увеличения скоростей от докембрия к мезозою. Так, в верхнем протерозое в Енисейском крае и Восточном Саяне осадки накапливались со скоростью 13—25 м за миллион лет, а в палеозое Алтае-Саянской геосинклинальной области средняя скорость осадконакопления была уже 110 м за миллион лет, что близко к скоростям накопления осадков этого времени в других геосинклинальных областях земного шара.

Устанавливаемая низкая скорость осадконакопления в докембрии рассматриваемой территории лишней раз подчеркивает глобальную закономерность, отмечаемую многими исследователями. По расчетам Л. И. Салопа (1967), максимальная скорость осадконакопления в раннем протерозое не превышала на всех материках 20 м в один миллион лет, в среднем протерозое она была не более 25 м, а в верхнем протерозое — порядка 35 м. По данным же Дж. Джиллюли (Gilluly, 1949) и М. Кэя (1956), максимальная скорость накопления осадков в кембрии уже достигала 150 м в один миллион лет и непрерывно увеличивалась в течение фанерозоя, достигнув в плиоцене больше 500 м. Увеличение скоростей осадконакопления, по-видимому, связано с многими причинами. Главными из них являются увеличение общей тектонической активности планеты, качественное изменение земной коры во времени и возрастающее соотношение между континентами и областями геосинклиналей, т. е. между областями денудации, сноса и седиментации.

6. Радиологическими данными установлено наличие в истории докембрия рассматриваемых регионов четырех этапов наибольшей геологической активности — горообразования, регионального метаморфизма и формирования интрузивных пород: 2600—2500, 2100—1900, 1000—850 и 650—600 млн. лет.

Древнейший верхнеархейский этап (2600—2500 млн. лет) проявлен интенсивным региональным метаморфизмом архейских осадков, мощными процессами гранитизации и тектонической перестройкой всей территории.

Нижнепротерозойский этап (2100—1900 млн. лет) фиксируется прогрессивным метаморфизмом осадочных толщ нижнего протерозоя, регрессивным метаморфизмом архейских пород, формированием крупных гранитных интрузий в Енисейском крае, Восточном Саяне и Кузнецком Алатау.

Верхнепротерозойский этап (1000—850 млн. лет) устанавливается по широкому распространению гранитоидов этого времени в Енисейском крае. Тот же возраст там имеет большинство свинцовых рудопроявлений и месторождений. В этом же интервале датируются многочисленные докембрийские интрузии Восточного Саяна. Время формирования всех этих интрузий отвечает границе между средним и верхним рифеем, между джурским и шунтарским временем в Енисейском крае, совпадает с временем крупного перерыва в основании монгошинской свиты Восточ-

ного Саяна и в основании ципандинской свиты Учуро-Майской плиты. Важность этой границы подчеркивалась многими исследователями, а приуроченность к этому времени крупного магматического этапа еще больше повышает ее принципиальную важность.

Устанавливаемые этапы наибольшей тектоно-магматической активности в докембрии синхронны выявленным на других территориях земного шара родезийской, беломорской и гренвилльской орогенным эпохам, что является дополнительным подтверждением представлений о глобальном характере докембрийских тектоно-магматических эпох.

7. Анализ радиологических данных по возрасту палеозойских гранитоидных комплексов Алтае-Саянской геосинклинальной области указывает на несомненную принадлежность их к двум тектоно-магматическим циклам — салаиро-каледонскому и герцинскому. Гранитоиды салаиро-каледонского цикла формировались в интервале 560—380 млн. лет, а герцинские — в интервале 360—270 млн. лет. Бициклический тип развития Алтае-Саянской области в палеозое подтверждается и данными исследования изотопного состава рудного свинца (Кляровский и др., 1967).

8. Сопоставление темпов развития магматизма в докембрии и в палеозое показывает общую тенденцию сокращения длительности интервалов не только между основными тектоно-магматическими эпохами, но и между отдельными этапами магматизма внутри эпох, что указывает на увеличение тектонической активности со временем.

9. Геохронологическая корреляция докембрийских толщ позволила уточнить возраст главных эпох осадочного железоруднения. Так, например, древнейшие (нижнеархейские) железисто-кварцитовые руды Тангино-Ерминской рудоносной полосы Восточного Саяна накапливались во время не более 2900 млн. лет. Железонакопление в нижнепротерозойских толщах, фиксирующееся железистыми кварцитами Соснового Байца в Восточном Саяне, Мугурского, Мюренского и Арысканского месторождения в Восточной Туве, Сентябрьского и других рудопроявлений в Кузнецком Алатау, может быть датировано цифрами 1900—2000 млн. лет. Железистые кварцы Западного Саяна, судя по возрасту метаморфизма вмещающей их джебашской толщи, формировались более миллиарда лет назад. Верхнепротерозойская железорудная эпоха датируется по положению в геохронологическом разрезе рудоносных толщ Ангаро-Питского бассейна в Енисейском кряже и железистых кварцитов Сыдинского и других месторождений в Восточном Саяне в интервале 875—900 млн. лет.

10. Определениями возраста по глауконитам из железорудных толщ Западно-Сибирского бассейна подтвержден верхнемеловой и эоценовый возраст бурожелезняковых горизонтов. Установлено, что образование руд возникало многократно на протяжении 40 млн. лет в интервале от 96 до 56—50 млн. лет. При этом основные рудоносные горизонты формировались 3—5 млн. лет и отделены друг от друга примерно равными промежутками времени около 12—15 млн. лет, в течение которых происходило накопление песчано-глинистых осадков. Скорость накопления хемогенных осадков оценивается в 4—5 м за миллион лет, а терригенных осадков — 12—24 м за миллион лет.

11. Установлено, что докембрийские породы рассматриваемой территории претерпели неоднократное омоложение, проявившееся на обширных площадях и охватившее разные по составу и возрасту породы. На материалах из Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Тувы, Кузнецкого Алатау и других регионов выявлено, что этапы регионального омоложения синхронны этапам магматической деятельности. Породы,

охваченные региональным омоложением, пространственно тяготеют либо к активным частям геосинклинальной области, либо к зонам глубинных разломов. Тесная связь регионального омоложения с тектоно-магматической деятельностью указывает на обусловленность его резким возрастанием интенсивности тепловых потоков и прогревом толщ в областях активизации тектонической, магматической и гидротермальной деятельности в пределах самих геосинклиналей или вблизи зон глубинных разломов, пересекающих соседние с геосинклиналями консолидированные блоки. Проявление омоложения во времени, как и проявление магматизма, смещалось по мере разрастания консолидированных структур. Установлено, что в одном этапе в пространстве от платформы к активной части геосинклинальной области интенсивность омоложения и его причинные зависимости закономерно изменялись. В консолидированных регионах процессы омоложения локализовались вблизи разломов и были причинно связаны с тектоническими факторами. По мере продвижения к более тектонически активной зоне геосинклинали повышалась роль омолаживающих процессов, связанных непосредственно с магматизмом.

В каждом регионе по мере стабилизации его структуры интенсивность омоложения, обусловленного магматизмом, затухает, а заметно повышается роль омоложения, связанного с тектоническими факторами.

Анализ геохронологических данных показывает, что в областях длительно развивавшихся подвижных зон определения калий-аргоновым методом возраста пород из толщ нижних структурных этажей только в редких образцах неизменных пород позволяют оценивать действительный возраст геологических объектов. Значительно чаще получаемые цифры отвечают времени последних, наиболее интенсивных геологических процессов, воздействовавших на породу. Эта особенность геохронологических данных требует для таких областей проведения возрастных исследований комплексом радиологических методов. Широкое использование калий-аргонового метода, при надлежащей интерпретации его данных, позволяет вскрыть последовательность видимых и не улавливаемых обычными методами этапов метаморфизма.





## ЛИТЕРАТУРА

- Авдзейко Г. В. Роль изотопного анализа свинца в определении геологического возраста.—Тр. III сессии Комиссии по опред. абсол. возр. геол. формац. Изд-во АН СССР, 1955.
- Александров А. И. Талицкий интрузивный массив.—«Сов. геол.», 1947, № 27.
- Алексеева Л. Э. О девонской вулканической деятельности в пределах Ануйско-Чуйского прогиба.—Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 58, 1964.
- Амирханов Х. И., Брандт С. Б. Определение абсолютного возраста пород по радиоактивному превращению калия 40 в аргон 40. Махачкала, 1956.
- Амшинский Н. Н. К вопросу наличия докембрия в Горном Алтае.—Тр. Томского гос. ун-та, т. 146, 1960.
- Амшинский Н. Н. О геологических причинах, искажающих калий-аргоновое отношение (в печати).
- Антонов Ю. Н., Донльницын Е. Ф., Кляровский В. М. Прибор для определения количества радиогенного аргона в горных породах и минералах.—Геол. и геофиз., 1965, № 3.
- Арапов А. А. Новые данные о возрасте гранитоидных интрузий северного Салара.—Сб. «Некоторые результаты геологического изучения Саларского кряжа». Изд. НТО (Горного). Новосибирск, 1960.
- Арсеньев А. А., Буфф Л. С., Лейтс А. М. Геологическое строение Читинской области. Изд-во АН СССР, 1958.
- Артемюк Ю. М. Абсолютный возраст некоторых пород южной части Таракского массива Енисейского кряжа.—Геохимия, 1963, № 2.
- Афанасьев Г. Д. Геологическое значение исследований абсолютного возраста горных пород.—Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
- Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В., Шанин Л. Л. О геологической интерпретации радиологических данных по определению абсолютного возраста горных пород.—Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 1.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Об абсолютном возрасте некоторых магматических пород Восточной Сибири.—Геол. и геофиз., 1965, № 4.
- Баженов И. К. Западный Саян. Очерки по геологии Сибири. Изд-во АН СССР, 1934.
- Башарин А. К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. (Автореф. канд. дисс.). Новосибирск, 1965.
- Белостоцкий М. И. О некоторых общих вопросах геологии Горного Алтая.—Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.
- Белоус Н. Х. К вопросу об эпохах железорудотложения в южной части Западной Сибири и Красноярского края.—Докл. АН СССР, т. 99, № 1, 1954.
- Белоус Н. Х. Гипергенные морские железорудные поля Средней Сибири и условия их образования. (Автореф. докт. дисс.). Казань, 1965.
- Белоус Н. Х., Кляровский В. М. Железородные месторождения и рудопроявления в южной части Красноярского края.—Сб. «Полезные ископаемые Красноярского края». Изд-во АН СССР, 1956.
- Белоус Н. Х., Кляровский В. М. Генетическая классификация железородных месторождений юга Средней Сибири.—Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 4, 1960.
- Белоусов А. Ф. К геологии Вийского выступа в Северном Алтае.—Тр. Горно-геол. ин-та, вып. 17, Новосибирск, 1956.

- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. «Наука», 1965.
- Берч Ф. Физика земной коры.— Сб. «Земная кора». ИЛ, 1957.
- Беус А. А. Геохимия грейзеновых месторождений и закономерности распределения в них редких элементов.— Сб. «Доклады советских геологов на XXI сессии МГК, проблема «Геохимические циклы». Изд-во АН СССР, 1960.
- Битерман И. М., Горшкова Е. Р. Новые данные по стратиграфии синийских отложений Оленекского и Куойско-Далдынского поднятий.— Тезисы докл. совещ. по стратиграфии позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Благовещенская М. Н. Чадобецкое куполовидное поднятие. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 8, 1959.
- Благонаров В. А., Шенкман Я. Д. О соотношении между гранитоидами нижнего течения реки Каа-Хем (Восточная Тува).— Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.
- Богацкий В. В. О внутренней неоднородности джебашской метаморфической толщи Западного Саяна.— Геол. и геофиз., 1961, № 5.
- Богацкий В. В., Курцерайе Ш. Д. Закономерности размещения метасоматических магнетитовых месторождений Западного Саяна, «Недра», 1966.
- Богданова К. Г. Интрузивные комплексы юго-западного Алтая.— Сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана». Л., 1963.
- Борисевич И. В., Иванов И. Б. Информация о XIV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 1.
- Бубличенко Н. Л. Происхождение Телецкого озера.— Вестн. ЗСГУ, 1939, № 3.
- Бузинов И. П., Крылов И. Н., Митрофанов Ф. Н., Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Основные черты развития Восточно-Саянской подвижной области.— В кн. «Геология и геохронология докембрия». М.— Л., «Наука», 1964.
- Булытников А. Я. Малые интрузии и дайковые породы Кузнецкого Алатау и Салаирского кряжа и связанное с ними оруденение.— Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1960.
- Вахрушев В. А. Контактные-реакционные явления между жильными гранитами и скарново-рудными образованиями на Шерегешевском месторождении в Горной Шории.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 5.
- Винкман М. К. Стратиграфическая схема докембрийских и нижнепалеозойских отложений Горного Алтая.— Материалы по геол. Зап. Сибири, № 61, 1958.
- Винкман М. К. Стратиграфия протерозойских, синийских и кембрийских отложений Горного Алтая.— Материалы по региональной геол. Тр. СНИИГГИМС, вып. 5, 1959.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Геохронология докембрия.— Геохимия, 1961, № 9.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Проблемы геохронологии докембрия. Бюлл. Комиссии по опред. абсолютного возр. геологич. формаций, вып. 5, 1962.
- Вифанский К. Н., Высокоостровская Е. Б., Домарев В. С. Восточный Горный Алтай.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2. Госгеолтехиздат, 1958.
- Бойткевич Г. В. Проблемы радиогеологии. Госгеолтехиздат, 1961.
- Волколаков Ф. К. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений юго-восточной части Восточного Саяна. Тр. БКНИИ СО АН СССР, вып. 2, 1960.
- Болобуев М. И. К вопросу о геологическом строении юга Ангаро-Канской части Енисейского кряжа.— Сб. материалов по геологии Красноярского края. Госгеолтехиздат, 1960.
- Болобуев М. И. Геохронология и геология гранитоидов Енисейского кряжа. (Автореф. дисс.). М., 1967.
- Болобуев М. И., Зыков С. И. К вопросу об абсолютном возрасте пород и минералов Енисейского кряжа.— Материалы по геол. и пол. ископ. Красноярского края, вып. 2, 1961.
- Болобуев М. И., Зыков С. И. Изотопный состав обыкновенного свинца и его значение для стратиграфии докембрия.— Тезисы докл. совещ. по стратигр. отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Болобуев М. И., Зыков С. И., Мусатов Д. И., Ступникова Н. И. Магматические формации Енисейского кряжа.— Материалы по геол. и пол. ископ. Красноярского края, вып. 3, 1962.
- Болобуев М. И., Зыков С. И., Мусатов Д. И., Ступникова Н. И. Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и радиологическим данным.— В кн. «Геол. юго-зап. обрамления Сибирской платформы». «Недра», 1964.
- Болобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Мусатов Д. И., Гаврилов Е. Я. Абсолютный возраст гранитоидных комплексов Енисейского кряжа.— В кн. «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области». Тр. ИГиГ, вып. 33. Изд-во СО АН СССР, 1963.

- Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Мусатов Д. И., Стрижов В. П. Материалы по абсолютному возрасту магматических комплексов и полиметаллических рудопроявлений Саяно-Алтайской складчатой области и Енисейского кряжа.— В кн. «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.». М., «Наука», 1966.
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Старцев В. П., Мусатов Д. И. Геохронология Енисейского кряжа.— В кн. «Абсолют. возраст геологич. формаций». Докл. сов. геол. по проблеме 3, XXII сессия МГК. М., «Наука», 1964.
- Володин А. Г. О возрасте гранитов Мустагского и Сарлыкского плутонов в Горной Шории. Тр. ГГИЗСФ АН СССР. 1956.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1962.
- Ворсин А. Н., Гусев Г. М. Низкотемпературная пламенная фотометрия.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 32. Изд-во СО АН СССР, 1965.
- Воскресенская Н. Т. Геохимические особенности поведения таллия и рубидия в геологических процессах и их петрогенетическое значение.— Сб. «Химия земной коры», т. 2. М., «Наука», 1964.
- Вотах О. А., Дмитриев А. Н. Соотношение докембрийских свит Игарского и Туруханского районов по данным абсолютного возраста.— Геол. и геофиз., 1963, № 7.
- Высокоостровская Е. Б., Домарев В. С., Никольская Ж. Д. и др. Интрузивный магматизм Горного Алтая и связь его с тектоникой.— Тезисы докл. III Всесоюз. петрограф. совещ. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Гамалея Ю. Н., Забродин В. Е., Коген В. С. Раннесинийские вулканогенно-осадочные отложения юго-восточной части Алданского щита.— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 3.
- Гаррис М. А. Главнейшие возрастные комплексы магматических и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода.— Сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. 1. Свердловск, 1963.
- Гаррис М. А., Дядин Н. И., Денисенко А. Е., Лозовая А. С., Попов Ю. Н., Соловьева Н. Н. Новые данные к геохронологической шкале Урала.— Тр. XI сессии Комиссии по опред. абсолют. возр. геологич. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гаррис М. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М., Полевая Н. И., Семихатов М. А. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд).— Докл. сов. геол. XXII сессии МГК. «Абсолют. возр. геологич. формаций». М., «Наука», 1964.
- Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности.— Тр. ВНИГРИ, вып. 114, 1958.
- Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности.— Тр. ВСЕГЕИ. Гостехиздат, 1958.
- Герлинг Э. К. Современное состояние аргонного метода определения абсолютного возраста и его применение в геологии. Изд-во АН СССР, 1961.
- Герлинг Э. К., Артемов Ю. М. Абсолютная геохронология южных и центральных районов Енисейского кряжа.— Геохимия, 1964, № 7.
- Герлинг Э. К., Горохов И. М. Современное состояние стронциевого метода определения абсолютного геологического возраста.— Тр. XI сессии Комиссии по опред. абсолют. возр. геологич. формаций. Изд-во АН СССР, 1963.
- Герлинг Э. К., Кольцова Т. В., Яковлева С. С. Сравнительное изучение возраста слюд, амфиболов и пироксенов аргонным методом.— В кн. «Геология и геохронология докембрия». М.—Л. «Наука», 1964.
- Герлинг Э. К., Морозова И. М. Изучение кинетики выделения аргона из микроклин-пертита.— Геохимия, 1959, № 7.
- Герлинг Э. К., Овчинникова Г. В. Об аномальных значениях возраста, полученных по рубидий-стронциевому методу.— Тр. IX сессии Комиссии по опред. абсолют. возр. геологич. формаций. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Герлинг Э. К., Пушкирев Ю. Д., Котов Н. В. Поведение некоторых минералов при нагревании в условиях повышенного давления аргона.— Изв. АН СССР, серия геол. 1965, № 11.
- Герлинг Э. К., Ященко М. П., Варшавская Э. С., Матвеева И. И. Сравнительное изучение аргонного и стронциевого методов определения абсолютного возраста геологических формаций.— Тр. IX сессии Комиссии по опред. абсолют. возр. геологич. формаций. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Герлинг Э. К., Ященко М. Л., Горохов И. М. О разработке и применении рубидиево-стронциевого метода определения возраста геологических образований. XXII сессия МГК. «Абсолют. возр. геологич. формаций». «Наука», 1964.
- Глико О. А. Магматизм Енисейского кряжа.— Сборник науч.-техн. инф., МГИОН СССР, № 4, 1957.

- Горжевский Д. И., Муратов М. В. История тектонического развития Рудного Алтая в палеозое.— Сов. геол., 1961, № 11.
- Горностаев Н. Н. Геология Горного Алтая.— Сб. «Ойротия». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Горохов И. М. Рубидий-стронциевый изохронный метод определения возраста пород, его оценка и применение. (Автореф. дисс.). Л., 1964.
- Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И. О возрасте и структурном положении гранитных интрузий и связанных с ними оловянно-вольфрамовых месторождений в Центральном Забайкалье.— Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 3, 1956.
- Даминова А. М. Возраст комплекса кристаллических сланцев Таймырского полуострова.— Сов. геол., 1957, 58.
- Даминова А. М. О возрасте комплекса кристаллических сланцев Таймырского полуострова.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32, вып. 2, 1957<sub>2</sub>.
- Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. ИЛ, 1961.
- Дедеев В. А., Наливкин В. Д., Симоненко Т. Н., Соколов В. Н., Шаблинская Н. В. Строение досреднеюрского фундамента Западно-Сибирской низменности в свете новых данных — Сов. геол., 1962, № 7.
- Дербинов И. В. К вопросу о динамометаморфизме вмещающих пород и полиметаллических руд Салаира. Тр. СНИИГГИМС, вып. 6, 1961.
- Дербинов И. В. К проблеме генезиса железоскарновых месторождений Западной Сибири.— Сб. «Геол. и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири». «Недра», 1964.
- Дистанов Э. Г. О возрасте полиметаллических месторождений Салаира и некоторых закономерностях их локализации.— Геол. и геофиз., 1963, № 8.
- Дистанов Э. Г., Клярковский В. М., Ковалев К. Р., Перцева А. П. Возраст полиметаллического оруденения Салаирского рудного поля.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 4.
- Дистанова А. Н. Мартайгинский гранитоидный комплекс.— Сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». «Наука», 1965.
- Дмитриев А. Н., Зыков С. И., Клярковский В. М., Щербаков Ю. Г. Новые данные о мезозойском магматизме и оруденении в Горном Алтае и Кузнецком Алатау.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 4.
- Довгаль В. Н., Богнибов В. И. Древний габбро-сиенитовый комплекс Кузнецкого Алатау.— Сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». «Наука», 1965.
- Додин А. Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау. Углетехиздат, 1948.
- Додин А. Л. Интрузивные комплексы Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956<sub>1</sub>.
- Додин А. Л. Основные черты истории геологического развития Алтае-Саянской геосинклинальной области. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 8, 1956<sub>2</sub>.
- Додин А. Л. Восточный Саян.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2. Госгеолтехиздат, 1958.
- Додин А. Л. Стратиграфия и корреляция позднедокембрийских образований Восточного Саяна.— Тезисы докл. на совещ. по стратигр. отложений позднего докембри Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Додин А. Л. Стратиграфия и корреляция позднедокембрийских образований Восточного Саяна.— В сб. «Стратиграфия СССР». Нижний докембри, полутом «Азиатская часть СССР». Госгеолтехиздат, 1963.
- Додин А. Л. Глубинные разломы на примере Алтае-Саянской области.— Сб. «Глубинные разломы». М., «Недра», 1964.
- Додин А. Л., Маньковский В. К. Основные черты стратиграфии восточной части Восточного Саяна.— Сов. геол., 1961, № 4.
- Домарев В. С. Условия образования метасоматических сульфидных и сульфидно-баритовых залежей Салаира.— Зап. Всесоюз. мин. об-ва, ч. XXXV, вып. 4, 1956<sub>1</sub>.
- Домарев В. С. Формация метасоматических сульфидно-баритовых залежей в эффузивно-осадочных толщах и положение ее в ходе развития подвижных зон. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956<sub>2</sub>.
- Домарев В. С. О цикличности геотектонического (металлогенического) развития складчатых областей.— Вестн. ЛГУ, 1963, 24.
- Домарев В. С., Высокоостровская Е. Б. Близповерхностные интрузии и возраст гранитоидов Уйменской депрессии (Горный Алтай).— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 2.
- Домарев В. С., Высокоостровская Е. Б., Опарин О. М. Геологическое строение и возраст Саракочинского массива гранитоидов (Горный Алтай).— Бюлл. ВСЕГЕИ, № 3, 1961.
- Драгунов В. И. О возрасте пограничных толщ кембрия и докембрия Сибирской платформы. Тезисы докл. на Межвед. совещ. по стратигр. Сибирской платформы, 1956.

- Драгунов В. И., Штейн Л. Ф. Уточнение границ кембрийских отложений в низовьях реки Енисей.— Бюлл. научн.-техн. инф. М-ва геол. и охраны недр, № 4, (16), 1958.
- Елизарьев Ю. З. Главные черты геологии раннего докембрия Прибайкалья и Восточного Саяна. XXII сессия МГК, докл. сов. геол. «Геология докембрия». «Недра», 1964.
- Елизарьев Ю. З. Особенности раннего докембрия Прибайкалья и Восточного Саяна.— Геол. и геофиз., 1964, № 3.
- Елизарьев Ю. З. Архейские образования Восточного Саяна и Южного Прибайкалья.— Геология СССР, т. XXXV. «Недра», 1964.
- Есиков А. Д., Есиков Г. С., Яковлев Г. Н. Определенные абсолютного возраста некоторых лепидолитов по рубидий-стронциевому методу.— Бюлл. Комиссии по опред. абсолют. возр. геологич. формаций, вып. 5, 1962.
- Жарков М. А., Титов Д. В., Фомин Н. И., Шамес П. И. О нижней границе кембрия на юге Сибирской платформы.— Тезисы докладов совещания по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Жирова В. В., Зыков С. И., Тугаринов А. И. О возрасте пегматитов Слюдянского района.— Геохимия, 1957, № 7.
- Жиров К. К., Артемов Ю. М., Волобуев М. И., Жирова В. В., Ступникова Н. И., Степко В. А., Тихонов В. В. Об абсолютном возрасте некоторых образований юга Енисейского кряжа.— В кн. «Сб. материалов по геологии Красноярского края». Госгеолтехиздат, 1960.
- Жиров К. К., Артемов Ю. М., Волобуев М. И., Жирова В. В., Кнорре К. Г., Ступникова Н. И., Степко В. А., Тихонов В. Е., Аракелян В. А. О возрасте Таракской интрузии Енисейского кряжа.— Тр. VII сессии Комиссии по опред. абсолют. возр. геологич. формаций. Изд-во АН СССР, 1960.
- Зайдель А. Н., Жиглинский А. Г., Кунд Г. Г. Изотопный спектральный анализ.— Бюлл. Комиссии по опред. абсолют. возр. геологич. формаций, вып. 4. Изд-во АН СССР, 1962.
- Зайцев Н. С., Покровская Н. В. О строении смежных частей Западного Саяна и Тувы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 6.
- Зайченко Е. П. Некоторые вопросы петрологии Турочакского массива.— Тр. Томского гос. ун-та, т. 124, серия геол., 1953.
- Зайченко Е. П. Вещественный состав, химизм и взаимоотношение пород граносениитового комплекса.— Уч. зап. геол.-геогр. фак-та Томского ун-та, вып. 1, 1955.
- Зайченко Е. П. Некоторые вопросы петрологии среднедевонского интрузивного комплекса Алтая.— Тр. Томского гос. ун-та, т. 135, серия геол., 1956.
- Закирова Ф. С. Изучение некоторых физических свойств калиевых минералов и пород в целях разработки нового метода абсолютной геохронологии (Автореф. дисс.). Томск, 1966.
- Замараев С. М. Основные элементы юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и в нижнем палеозое.— Геол. и геофиз., 1961, № 11.
- Зеркалов В. И. Минералогия и геология колчеданных медно-цинковых месторождений северо-восточного Салаира. (Автореф. дисс.). Томск, 1962.
- Зоненштайн Л. Н. Возраст и форма гранитоидных интрузий бассейна среднего течения р. Агул (Восточный Саян).— Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.
- Зоненштайн Л. Н. Особенности тектонического развития Западного Саяна.— Геол. и геофиз., 1961, № 4.
- Зоненштайн Л. Н., Кудрявцев Г. А. Место главнейших гранитоидных интрузий в тектонической структуре Саяно-Тувинской горной области.— Материалы по региональной геологии. Тр. ВАГТ, 1959, вып. 5.
- Зубкус Б. П., Шнейдер Е. А. Вулканогенно-осадочные отложения кембрия юго-западной части Восточного Саяна и их металлогения.— Сб. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири». «Недра», 1964.
- Зыков С. И., Ступникова Н. И., Павленко А. С., Тугаринов А. И., Орлова Л. П. Абсолютный возраст интрузий Восточно-Тувинского региона и Енисейского кряжа.— Геохимия, 1961, № 7.
- Иванкин П. Ф. Магматизм и металлогения Рудного Алтая и Калбы.— Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
- Иванкин Г. А., Кузнецов Ю. А. Магматизм и метаморфизм Кузнецкого Алатау.— В кн. «Геология СССР», т. 15. Госгеолтехиздат, 1961.
- Иванов Б. А. Угленосные и другие континентальные отложения Забайкалья.— Тр. ВСГУ, вып. 32, 1949.
- Иванова Т. Н. Нижнепалеозойский магматизм Тувинской автономной области и Западного Саяна.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2. Магматизм. Госгеолтехиздат, 1958.

- Иванова Т. Н. Основные черты истории развития магматизма Тувы.— Сов. геол., 1959, № 11.
- Иванова Т. Н. Закономерности развития нижнепалеозойского магматизма подвижных поясов земной коры (на примере Тувы).— Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
- Иванова Т. Н. Структурно-фацциальное районирование Тувы для эпохи раннего и начала среднего кембрия.— В сб. «Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области». Тр. ВСЕГЕИ, т. 58, новая серия, Л., 1961.
- Иванова Т. Н., Орлов Д. М. Средне- и верхнепалеозойский магматизм Тувинской автономной области и Западного Саяна.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2, «Магматизм», Госгеолтехиздат, 1958.
- Иванова Т. Н., Полевая Н. И. О возрасте интрузий Сутхольского комплекса Тувы. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956.
- Иванова Т. Н., Полевая Н. И. О возрасте интрузий Таннуольского комплекса (Тувинская а. о.). Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 3, 1956.
- Иванова Т. Н., Полевая Н. И., Владимирский Г. М., Дорофеева Э. Ф., Орлов Д. М., Станкевич Е. К., Унксов В. А. Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской складчатой области. Изд. ВСЕГЕИ. Л., 1961.
- Ильин А. В. О кембрии и докембрии нагорья Сангилен (Тува).— Бюлл. МОИП отд. геол., № 1, 1958.
- Ильин А. В. Стратиграфия докембрийских отложений западной части нагорья Сангилен (Тува).— Сов. геол., 1958, № 4.
- Ильин А. В., Кудрявцев Г. А. Докембрий Тувы.— Сов. геол., 1960, № 9.
- Ильин А. В., Моралев В. М. Докембрийские толщи Алтае-Саянской области.— Сов. геол., 1963, № 11.
- Казиков Г. А. Исследование пригодности глаукоцитов для определения абсолютного возраста осадочных пород.— Сб. «Химия земной коры», т. 2. «Наука», 1964.
- Казиков Г. А., Кнорре К. Г., Прокофьева Л. Н. Абсолютный возраст осадочных пород Оленекского поднятия Восточной Сибири.— Геохимия, 1965, № 11.
- Казиков Г. А., Кнорре К. Г., Стрижов В. П. Абсолютный возраст докембрийских осадочных толщ западного обрамления Сибирской платформы (Енисейский кряж, Туруханское и Чадобецкое поднятия).— В кн. «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.», «Наука», 1966.
- Казиков Г. А., Тугаринов А. И. Абсолютный возраст верхнего докембрия.— В кн. «Стратиграфия СССР». Верхний докембрий. Госгеолтехиздат, 1963.
- Казиков И. Н. Очерк геологического строения Западного Саяна. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 58, Л., 1961.
- Казиков И. Н. Верхний протерозой Западного Саяна.— Геол. и геофиз., 1967, № 1.
- Калп Д. Л. Сходимость и разногласия K-A и Rb-Sr методов определения возраста по слюдам.— В кн. «Химия земной коры», т. 2. «Наука», 1964.
- Карагодин Ю. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности севера Западно-Сибирской низменности. (Автореф. дисс.). Новосибирск, 1965.
- Карагодин Ю. Н., Кляровский В. М., Погорелов Б. С. Новые данные о строении и абсолютном возрасте складчатого фундамента северо-запада Западно-Сибирской низменности.— Геол. и геофиз., 1965, № 4.
- Каюпов А. К. К вопросу генезиса полиметаллического оруденения Зырянского района.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1954, вып. 18.
- Карпинская Т. Б., Островский И. А., Шанин Л. Л. Искусственное внедрение аргона в слюду при высоких давлениях и температурах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 8.
- Карпинская Т. Б., Шанин Л. Л., Борисевич И. В. Искусственное внедрение аргона в слюду, оливин и пироксен.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 11.
- Келлер Б. М., Семухатов М. А. Корреляция разрезов верхнего докембрия.— В кн. «Стратиграфия СССР». Верхний докембрий. Госгеолтехиздат, 1963.
- Келлер Б. М., Соколов Б. С. Вендский комплекс — первое подразделение палеозойской группы.— Тезисы докл. совещ. по стратиграф. отложениям позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Ким В. А. О порфириовидных породах Зырянского района на Рудном Алтае и их отношении к оруденению.— Вестн. АН КазССР, 1957, № 12.
- Кириченко Г. И. Верхний протерозой окраины Сибирской платформы. Госгеолтехиздат, 1955.
- Кириченко Г. И. Енисейский кряж и Туруханское поднятие.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Госгеолтехиздат, 1958.
- Кириченко Г. И. Стратиграфия докембрия западной и южной окраин Сибирской

- платформы (Енисейский кряж, Туруханское поднятие, северные предгорья Восточного Саяна).—Тр. межвед. совещ. по стратиграф. Сибири, 1958.
- Кириченко Г. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Енисейского кряжа.—В кн. «Сборник материалов по геологии Красноярского края». Госгеолтехиздат, 1960.
- Кириченко Г. И. Стратиграфическое расчленение позднего докембрия Енисейского кряжа.—Тезисы докл. совещ. по стратиграф. позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Кириченко Г. И. Енисейский кряж.—В кн. «Стратиграфия СССР». Верхний докембрий. Госгеолтехиздат, 1963.
- Кириченко Г. И., Антоновская Л. И. Енисейский кряж.—Сб. «Геологическое строение СССР», т. 2. Госгеолтехиздат, 1958.
- Кляровский В. М. О взаимоотношении «Тельбесской формации» с интрузивом в Тельбесском районе Горной Шории.—Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 12, 1952.
- Кляровский В. М. Определение абсолютного возраста геологических образований. Изд-во СО АН СССР, 1960.
- Кляровский В. М. Об аргоновом возрасте докембрийских массивов Алтае-Саянской геосинклинальной области.—Тезисы докл. совещ. по стратиграф. позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Кляровский В. М. К вопросу о возрасте железорудных месторождений Алтае-Саянской горной области.—Тр. XI сессии Комиссии по опред. абсолют. возр. геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1963.
- Кляровский В. М. Возраст интрузивных пород, вмещающих флюоритовые рудопоявления Западного Забайкалья.—Геохимия, 1964, № 11.
- Кляровский В. М. Абсолютный возраст железозоных толщ Западно-Сибирского бассейна.—Сб. «Зап.-Сиб. железорудный бассейн». Изд-во АН СССР, 1964.
- Кляровский В. М., Гусев, Г. М., Архипенко Д. К., Голосов С. И., Зырнова Е. М. Опыт моделирования процесса выветривания слюд.—В кн. «Коллективный анализ минералов и горных пород физическими методами». Изд-во СО АН СССР, 1965.
- Кляровский В. М., Дмитриев А. Н., Кожевников В. С., Белоус Н. Х. Абсолютный возраст меловых и третичных отложений Западно-Сибирского железорудного бассейна по глауконитам.—Тр. IX сессии Комиссии по опред. абсолют. возр. геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1961.
- Кляровский В. М., Костюк В. П. О возрасте щелочных пород восточной части Восточного Саяна.—Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 2.
- Кляровский В. М., Тычинский А. А., Шипилов Л. Д. Изотопный состав рудных свинцов и особенности формирования эндогенного оруденения Алтае-Саянской рудной провинции.—Геохимия, 1967, № 5.
- Кляровский В. М., Чайка В. М. Новые данные о корреляции и возрасте додевонских свит Игарско-Туруханского района.—Геол. и геофиз., 1964, № 8.
- Кляровский В. М., Фремд Г. М. Абсолютный возраст верхнепалеозойских и мезозойских вулканогенных пород Южной Джунгарии.—Тр. лаб. палеовулканологии, вып. 2. Алма-Ата, 1963.
- Кобеляцкий И. А. Геологический очерк верхнего течения рек Урка и Оюта (Восточный Саян).—Материалы по геол. и полезн. ископ. Восточной Сибири, вып. 20. Иркутск, 1947.
- Коваленко В. И., Окладникова Л. В., Павленко А. С., Пополитов Э. И., Филиппов Л. В. Петрология среднепалеозойского комплекса гранитов и щелочных пород Восточной Тувы.—Сб. «Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований». «Наука», 1965.
- Кононов А. Н. О возрасте позднепалеозойских гранитов центральной части Горного Алтая.—Геол. и геофиз., 1964, № 8.
- Коржинский Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири.—Тр. ИГН АН СССР, вып. 61, петрогр. серия, № 21, 1945.
- Коржнев Н. С. Новые данные о возрасте порфириовидных гранитов в юго-восточном Алтае.—Изв. Томского политехн. ин-та, 1950, т. 65.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Воловтей Г. М., Вестах О. А., Красильников Б. Н., Парфенов Л. М. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.
- Котловская Ф. И., Бурксер Е. С. Физико-химическое обоснование применения амфиболов для определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом.—В кн. «Геохронология докембрия Украины». Киев. «Наукова думка», 1965.
- Кочкин Г. Б. Петролого-геохимические особенности аляскитов Уйменской депрессии (Горный Алтай).—Геохимия, 1960, № 1.
- Кренделев Ф. П., Ножкин А. Д. О послекембрийском магматизме в Енисейском кряже.—«Геол. и геофиз.», 1961, № 9.
- Кривенко А. П. Вопросы происхождения пород Торгалыкского интрузивного ком-

- плекса Тувы.—Сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». «Наука», 1965.
- Кривенко А. П., Павлов А. Н. Магматические комплексы девонского прогиба Тувы.—Тр. ИГиГ, вып. 33. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Крылов А. Я. Сравнение результатов определения абсолют. возр. пород слюд и полевых шпатов, выполненных аргоновым методом.—Тр. XI сессии Комиссии по опр. абсолют. возр. геологич. формаций. Изд-во АН СССР, 1963.
- Крылов А. Я., Вишневский А. Н., Силли Ю. И., Арташовок Л. Я., Авдзейко Г. В. Абсолютный возраст пород Анабарского щита.—Геохимия, 1963, № 12.
- Крылов А. Я., Шелковников А. Д., Волобуев М. И. Новые определения абсолютного возраста пород из отдельных районов Красноярского края.—Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 3, 1962.
- Кудрявцев В. Е. О некоторых мезозойских интрузиях Тувы. Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1961, 41.
- Кудрявцев Г. А. О нижнем силуре Западного Саяна.—Докл. АН СССР, 1949, т. XVII, № 4.
- Кудрявцев Г. А. О стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Тувы.—Тр. Тувинского регион. совещ. по произв. силам Восточной Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1960.
- Кудрявцев Г. А. Поздний докембрий Восточной Тувы и сопредельной территории.—Тезисы докл. совещ. по стратиграф. позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Кудрявцев Г. А., Херасков Н. П. Тува и Западный Саян.—В кн. «Стратиграфия СССР». Верхний докембрий. Госгеолтехиздат, 1963.
- Кужельный И. М. Об абсолютном возрасте гранитоидов северо-западного Алтая.—«Геол. и геофиз.», 1962, № 3.
- Кужельный И. М. О комплексе малых интрузий и возрасте полиметаллического оруденения в северо-западной части Рудного Алтая.—Геол. и геофиз., 1962, № 5.
- Кузнецов В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсинского района западного склона Кузнецкого Алатау.—Материалы по геол. Зап. Сибири, № 10 (52), 1940.
- Кузнецов В. А. Докембрий в Горном Алтае.—Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 2, 1948.
- Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области.—Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 12, 1952.
- Кузнецов В. А. Южные районы Алтае-Саянской горной области. Тр. лаб. геол. докембрия, вып. 1, 1952.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.—В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Кузнецов В. А. Основные этапы развития магматизма и элементы металлогении Горного Алтая.—Изв. Вост. фил. АН СССР, № 2, 1957.
- Кузнецов В. А. Некоторые закономерности развития магматизма в складчатых областях (на примере Горного Алтая).—Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.—Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 12, 1963.
- Кузнецов В. А. Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока и некоторые закономерности их размещения.—В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VII. «Наука», 1964.
- Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей.—В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8. «Наука», 1967.
- Кузнецов В. А., Лапин Б. Н., Михалева Л. А., Оболенский А. А., Оболенская Р. В., Скурин В. А., Кононов А. Н. Магматические комплексы и формации Горного Алтая.—В кн. «Магматические формации». «Наука», 1964.
- Кузнецов В. А., Пинус Г. В. Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности в их проявлении.—Докл. АН СССР, 1949, т. 65, № 1.
- Кузнецов Е. А. Метод сравнительной дисперсии дупреломления. «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая. Материалы по геол. Зап.-Сиб. края, № 41, 1939.
- Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. Материалы по геол. Зап. Сибири, № 15, (57). Томск, 1941.
- Кузнецов Ю. А. Енисейский кряж. Тр. лаб. геол. докембрия, вып. 1, 1952.
- Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области.—«Геол. и геофиз.», 1960, № 1.
- Кузнецов Ю. А. Енисейский кряж. В кн. «Стратиграфия СССР». Нижний докембрий, полутом «Азиатская часть СССР». Госгеолтехиздат, 1963.



- Кузнецов Ю. А., Дембо Т. М. Магматизм и метаморфизм. Енисейский край.— В кн. «Геология СССР», т. XV. Госгеолтехиздат, 1961.
- Курочкин Г. Д., Ермаков В. К., Арноскинд С. Ш. Железистые кварциты Эрзинского района Тувинской области.— Сб. «Полезные ископаемые Красноярского края». Изд-во АН СССР, 1959.
- Кэй М. Осадки и погружения во времени.— В кн. «Земная кора», ИЛ, 1957.
- Лабазин Г. С. Структурно-морфологические особенности месторождений Салаирских рудников и геологические условия их нахождения.— Ж. «Цветные металлы». 1940, № 3, 4.
- Лавренов П. Ф. По поводу статьи Б. М. Тюлопо о Ташелгинских месторождениях Горной Шории.— Ж. «Геол. и геофиз.», 1965, № 8.
- Лебедева З. А. Основные черты геологии Тувы. Тр. Монг. комиссии АН СССР, 1938.
- Леонтьев Л. Н. О «тануольском» интрузивном комплексе Тувы.— Докл. АН СССР, т. XI, нов. серия, 1953, № 5.
- Леонтьев Л. Н. Краткий геологический очерк Тувы. Тр. Тувин. комплек. эксп. СОПС АН СССР, вып. 4, 1956.
- Леонтьев Л. Н., Ипатов М. М. О возрасте некоторых каледонских гранитов хребта Восточный Тану-Ола (Тува).— Докл. АН СССР, 1953, т. 88, № 1.
- Лопухов А. С. Структура и генезис Салаирского рудного поля. Автореф. дисс. Новосибирск, 1965.
- Лурье М. Л. Каледонский вулканизм Восточного Саяна и Хамар-Дабана. Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. Тр. ВСЕГЕИ, 1952.
- Лурье М. Л., Обручев С. В. Геологические исследования в северо-восточной Туве в 1945 и 1946 гг.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 4.
- Лучицкий П. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд-во АН СССР, 1960.
- Любимова Е. А. О температурном градиенте в верхних слоях Земли и возможности объяснения слоя пониженных скоростей.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 12.
- Ляцкий В. Б. К стратиграфии позднедокембрийских отложений Восточного Саяна. Тезисы докл. совещ. по стратиграф. поздне докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Маньковский В. К., Тащидов А. Ф. О взаимоотношениях между архейскими и протерозойскими образованиями в южной части Восточного Саяна.— Докл. АН СССР, 1960, т. 132, № 4.
- Маньковский В. К., Тащидов А. Ф. Новые данные о нижнем протерозое южной части Восточного Саяна. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 58, 1961.
- Масарский С. И., Моисеев Ф. С. О сейсмичности Алтая.— Ж. «Геол. и геофиз.», 1962, № 8.
- Махин Г. В. Докембрийская гранитоидная интрузия в Восточной Туве. Материалы по регион. геол., ВАГТ, вып. 2, 1956.
- Махин Г. В. О докембрии крайнего востока Тувы. Тр. ВАГТ, вып. 5, 1959.
- Мац В. Д., Таевский В. М., Титов Д. В., Тихонов В. Л., Шамес П. И., Фомин Н. Р. Поздний докембрий Восточного Саяна и Байкальской горной страны в пределах Иркутской области. Тезисы докл. совещ. по стратиграф. поздне докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Меняйлов А. А. Геолого-географическое описание части Чойского аймака Ойротской авт. обл. в Зап. Сибири. Материалы по петр. и геохим. Кузнецкого Алатау и Алтая. вып. 24, ч. IV, 1937.
- Микуцкий С. П., Петраков В. У. Тектоника Приенисейской части севера Сибирской платформы. Тр. СНИИГГИМС, вып. 7, 1961.
- Милосвский А. В., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Абсолютный возраст пегматитов Бирюсы (Восточный Саян).— Ж. «Геохимия», 1965, № 1.
- Митрофанов Ф. П. Сопоставление нижнепалеозойских гранитоидов восточной Тувы и восточной части Восточного Саяна.— Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., 1962, № 6.
- Митрофанов Ф. П., Кольцова Т. В. Возраст некоторых последокембрийских пород Восточного Саяна.— В кн. «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР». М.—Л. «Наука», 1965.
- Михалева Л. А. О позднегеринских гранитах калбинского типа в Горном Алтае.— Ж. «Геол. и геофиз.», 1961, № 2.
- Михалева Л. А. Малые интрузии Теректинского хребта в Горном Алтае и их роль в металлогении.— Сб. «Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая». Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 13, 1963.
- Михалева Л. А., Никитина Е. И. О биотитах различных интрузивных комплексов Горного Алтая.— Ж. «Геол. и геофиз.», 1960, № 10.
- Молчанов И. А. Восточный Саян. Очерки по геологии Сибири, вып. 5, Изд-во АН СССР, 1934.

- Монич В. К. Докембрийский офиолитовый пояс Кузнецкого Алатау.— Докл. АН СССР, 1941, т. 30, № 2.
- Мусатов Д. И. Интрузивный магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау. Материалы по геол. и пол. ископ. Красноярского края, вып. 1, 1961.
- Мусатов Д. И., Волобуев М. И. Некоторые вопросы геологического развития Енисейского кряжа.— В кн. «Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы». «Недра», 1964.
- Мусатов Д. И., Волобуев М. И. Сопоставление стратиграфических схем докембрия и кембрия Енисейского кряжа и некоторых других районов обрамления Сибирской платформы.— В кн. «Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы». «Недра», 1964.
- Налетов П. И. Геологическое строение центральной части Бурятской АССР. Автореф. докт. дисс. Иркутск, 1963.
- Налетов П. И., Шалоев К. А., Деуля Т. Т. Геология Джидинского рудного района. Тр. ВСГУ, вып. 27, 1941.
- Немцович В. М. Девонские основные интрузии Тувы и их фашиальный анализ.— В сб. «Матер по регион. геол. Алтае-Саянской склад. обл.». Тр. ВСЕГЕИ, т. 58, нов. серия, Л., 1961.
- Нехорошев В. П. Геология и металлогения Алтая и Калбы. Госгеолтехиздат, 1951.
- Нехорошев В. П. Особенности геологического строения Алтая.— Сб. «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Нехорошев В. П. Об «абсолютном» и относительном возрасте гранитоидов Алтая и Калбы. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 2. Госгеолтехиздат, 1955.
- Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.
- Никитина Л. П., Митрофанов Ф. П., Бузиков И. П., Дав В. Н., Авдонцев Н. А. Докембрий юго-восточной части Восточного Саяна и западной части Хамар-Дабана.— В кн. «Докембрий Восточн. Саяна». М.—Л. «Наука», 1964.
- Никитина Л. П., Хильтова В. Я., Митрофанов Ф. П., Крылов И. Н. Разновозрастные процессы омоложения в докембрийских породах Восточного Саяна.— В кн. «Геология и геохронология докембрия». М.—Л., «Наука», 1964.
- Никольский А. П. Сопоставление определенного аргонным методом абсолютного возраста пород и минералов Украины и Алтая с геологическими представлениями. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956.
- Никольская Ж. Д. Металлогенетические зоны Горного Алтая.— Ж. «Сов. геол.», 1965, № 4.
- Никольская Ж. Д., Трофимов В. А. О возрасте так называемых калбинских интрузий Горного Алтая.— Сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Алтая и Казахстана». Л., 1963.
- Обручев В. А. Геология Сибири. т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Обручев В. А. Докембрий Восточного Саяна.— В кн. «Стратиграфия СССР», т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- Обручев С. В. Важнейшие итоги изучения Сибирского докембрия.— В кн. «Стратиграфия СССР», нижний докембрий, подтом «Азиатская часть СССР». Госгеолтехиздат, 1963.
- Обручев С. В., Никитина Л. П., Митрофанов Ф. П., Бузиков И. С. Основные черты докембрийской и нижнепалеозойской истории развития главных структурных элементов юго-вост. части Восточного Саяна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 3.
- Овчинников Л. П. К вопросу определения возраста рудных месторождений Урала.— Ж. «Геохимия», 1958, № 6.
- Овчинников Л. П. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образцов Урала.— Сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. I. Свердловск, 1963.
- Овчинников Л. П., Келарев В. В., Панова М. В., Дунаев В. А., Шангарев Ф. Л., Осадчая Р. И. К вопросу о сохранности аргона в слюдах.— Ж. «Геохимия», 1959, № 8.
- Орлов Д. М. Краткий очерк магматизма Западного Саяна.— В сб. «Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 58, Л., 1961.
- Осипов М. А. О дозменногогорском комплексе габброндов на Рудном Алтае.— Ж. «Сов. геол.», 1960, № 4.
- Павленко А. С. Петрология и некоторые геохимические особенности среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Тувы.— В кн. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд-во АН СССР, 1963.
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.

- Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. Автореф. дисс. Новосибирск, 1965.
- Парфенов Ю. И. К вопросу о самостоятельности Немкинского интрузивного комплекса. Материалы по геол. и пол. ископ. Краснояр. края, вып. 3, 1962.
- Парфенов Ю. И. Интрузивные магматические комплексы Южно-Енисейского края.— В кн. «Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы». «Недра», 1964.
- Пейве А. В., Спицины В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналиях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
- Перфильев Ю. С. О стратиграфии докембрийских отложений Горного Алтая.— Изв. вузов, геол. и развед., 1960, № 11.
- Перфильев Ю. С. К стратиграфии древнейших отложений Теректинского и Телечкого горстов на Горном Алтае. Тезисы докл. совещ. по стратиграф. позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Перфильев Ю. С. Горный Алтай.— В кн. «Стратиграфия СССР». Верхний докембрий. Госгеолтехиздат, 1963.
- Пинус Г. В. О западной границе проявления юного вулканизма в горных сооружениях южной Сибири.— Докл. АН СССР, 1952, т. 84, № 2.
- Пинус Г. В. Основные этапы развития палеозойского магматизма в Кузнецком Алатау.— Изв. Сиб. отд. АН СССР, геол. и геофиз., 1958, вып. 1.
- Пинус Г. В. Магматизм каледонид Алтае-Саянской складчатой области. Сб. «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы».— Изд-во АН СССР, 1960.
- Пинус Г. В. Магматизм начальных и ранних этапов развития каледонид Алтае-Саянской складчатой области.— Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
- Пинус Г. В. Кембрийский магматизм и металлогения Тувы. Автореферат докторской диссертации.— Изд-во СО АН СССР, 1960.
- Погорелов Б. С. Фундамент Березовского газоносного района.— Сб. «Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири». Тр. ВНИГРИ, вып. 225, 1963.
- Полевая Н. И. Шкала абсолютной геохронологии по глаукоцитам. Тр. лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 12, 1961.
- Полевая Н. И. Материалы для составления последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии. Тр. IX сессии Комиссии по опред. абс. возр. геологич. формаций. Изд-во АН СССР, 1961.
- Полевая Н. И. Абсолютный возраст глаукоцитов как критерий для расчленения отложений позднего докембрия. Тезисы докл. совещ. по стратиграф. позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Полевая Н. И., Казаков Г. А. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений по отношению А/К в глаукоцитах. Тр. лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 12, 1961.
- Полевая Н. И., Мурина Г. А., Казаков Г. А. Определение абсолютного возраста осадочных пород по глаукоцитам.— Ж. «Сов. геол.», 1960, № 7.
- Полевая Н. И., Мурина Г. А., Спрингсон В. Д. Новые данные для уточнения последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии. Тр. X сессии Комиссии по опред. абс. возр. геологич. формаций. Изд-во АН СССР, 1962.
- Полевая Н. И., Мурина Г. А., Спрингсон В. Д., Казаков Г. А. Определение абсолютного возраста осадочных и вулканогенных формаций. XXI сессия МГК, доклады советских геологов. «Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций». Изд-во АН СССР, 1960.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 12, 1961.
- Поляков Г. В. Девонский магматический комплекс района Ирбинского месторождения.— Изв. Томского политехн. ин-та, серия геол. 90, 1958.
- Поляков Г. В. О генетических связях железооруднения с интрузиями.— Ж. «Геол. и геофиз.», 1962, № 6.
- Поляков Г. В., Телешев А. Е. Магматические комплексы района Тейской группы железорудных месторождений (Кузнецкий Алатау).— Сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии», 1960.
- Поляков Г. В., Федосеев Г. С., Телешев А. Е., Николаев С. М. Абсолютный возраст гранитоидов ольховского комплекса (Восточный Саян).— Ж. «Геол. и геофиз.», 1965, № 9.
- Поляков Г. В., Федосеев Г. С., Телешев А. Е., Николаев С. М. Шиндинский плутон Ольховского гранитоидного комплекса (Восточный Саян).— В сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». «Наука», 1965.
- Попов В. Е., Никольская Ж. Д., Залепугин В. Н. Новые данные о возрасте контакто-метасоматических железорудных месторождений Каргоновской зоны Горного Алтая.— Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 3.

- Попов В. С. О возрасте метаморфических пород Горного Алтая.— Изв. вузов, Геол. и разв., 1960, № 2.
- Поспелов А. Г. Кузнецкий Алатау и Горная Шория.— В кн. «Стратиграфия СССР». Нижний докембрий, полутом «Азиатская часть СССР», Госгеолтехиздат, 1963.
- Поспелов Г. Л. Явления замещения при образовании некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири.— Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1955.
- Предтеченский А. А., Абрамов А. В., Тараненко В. А. Стратиграфия докембрийских образований Восточного Саяна. Тр. СНИИГГИМС, вып. 29, 1964.
- Проводников Л. Я. Схема структурных элементов вещественного состава и рельефа фундамента Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным.— Изв. вост. филиалов АН СССР, 1957, № 6.
- Прожогин Л. Г. К вопросу о положении границы архей-протерозой в Енисейском кряже.— В кн. «Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы». «Недра», 1964.
- Пронин А. А. О связи тектонического и магматического процессов в геологической истории Урала.— Сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. I. Свердловск, 1963.
- Рабинович А. В., Голубчина М. Н., Муртазина Т. М. Изотопный состав свинца галенитов некоторых месторождений Средней Азии.— Ж. «Геохимия», 1964, № 4.
- Рабинович А. В., Рик Г. Р., Голубчина М. Н. Изотопный состав свинца некоторых пород и связанных с ними галенитов.— Ж. «Геохимия», 1956, № 7.
- Рабкин М. П. Об абсолютном возрасте метаморфического комплекса и гранитных интрузий Анабарского щита. Тр. НИИГА, т. 85, 1958.
- Равич М. Г. Докембрий Таймыра. Тр. межв. совещ. по разработке унифицированной схем Сибири, 1958.
- Равич М. Г., Крылов А. Я. О возрасте метаморфических комплексов Таймыра. Тр. IX сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.—Л., Изд-во АН СССР 1961.
- Равич М. Г. Таймыр и Северная Земля.— В кн. «Стратиграфия СССР». Госгеолтехиздат, 1963.
- Радугин К. В. О соотношении кембрия и докембрия в Горной Шории.— «Пробл. сов. геол.», 1937, № 4.
- Радугин К. В. Докембрий Алтае-Саянской горной области.— В кн. «Стратиграфия СССР», т. I. Докембрий СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- Расказчиков А. Н. К вопросу о возрасте вулканогенной толщи западной части Восточного Саяна. Материалы по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, вып. I (XXII). Иркутск, 1957.
- Рафиевко Н. И. Об ордовикском возрасте пород в районе поселка Кызыл-Чадр в Тувинской авт. обл.— Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 3.
- Решение совещания по стратиграфии отложений верхнего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Рик Л. П. Огнитский интрузивный комплекс. Материалы по геол. и пол. ископ. Иркутск, 1961.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. М.—Л., Гостехиздат, 1953.
- Савельев А. А. О возрасте складчатости магматизма и метаморфизма в протерозое центральной части Восточного Саяна.— В кн. «Вопросы геохронологии и геологии». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Савицкий Г. Е. Абаканская группа железорудных месторождений.— Сб. «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. I. кн. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
- Салоп Л. И. Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород.— Ж. «Геол. и геофиз.», 1963, № 1.
- Салоп Л. И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. МГК, XXII сессия, докл. сов. геол., пробл. 10. Изд-во АН СССР, 1964.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, тт. I и II, «Недра», 1964, 1967.
- Салун С. А. Основные черты тектоники Западного Саяна. Бюлл. МОИП, т. XXXI (2), 1956.
- Саранчина Г. М. Петрографические исследования в Прителецком районе. СОПС АН СССР, серия сб., вып. 15, ч. I, 1934.
- Сардаров С. С. Сохранность радиогенного аргона в микроклинах.— Ж. «Геохимия», 1957, № 3.
- Семухатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. Изд-во АН СССР, 1962.

- Сенников В. М. Материалы к стратиграфии Уйменско-Лебедского синклизиора Горного Алтая. Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 61, 1958.
- Сивов А. Г. О «нижнем силуре» Западного Саяна.—Изв. Томского индустр. ин-та, 1944, т. 62, вып. 1.
- Сивов А. Г. Кембрий и докембрий Западного Саяна. Тр. Горно-геол. ин-та. Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 2, 1948.
- Сидоренко З. В. Отношение полиметаллического оруденения к дайкам основных пород в месторождениях северо-западной части Рудного Алтая. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1956.
- Скляр Р. Я. Стратиграфия докембрийских отложений Чадобецкого антиклинального поднятия. Тезисы докл. совещ. по стратиграф. позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Слепнев В. С., Шанин Л. Л. Абсолютный возраст редкометалльных пегматитов Восточного Саяна.—Ж. «Геохимия», 1961, № 4.
- Смирнов А. Д. Восточный Саян «стратиграфия СССР». Верхний докембрий. Госгеолтехиздат, 1963.
- Смирнов А. Д. Восточный Саян. «Стратиграфия СССР». Верхний докембрий. ГосИзд-во АН СССР, 1962.
- Соболевский В. Н. О складчатом фундаменте Приуральской части Западной Сибири.—Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 9.
- Соболевский В. Н., Гращенко С. М., Ловцюс А. В. Возраст пород шарыжалгайской серии (Байкальская глыба).—Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 9.
- Спижарский Т. Н. Стратиграфия докембрийских отложений осадочно-вулканогенного покрова Сибирской платформы. Тезисы докладов на совещании по стратиграф. позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Старик И. Е. Ядерная геохронология. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Старик И. Е., Старик Ф. Е., Петряев Е. П., Лазарев К. Ф., Елизарова А. Н. Значение миграции радиоэлементов из минералов для определения их возраста свинцовым методом. XXII сессия МГК. «Определение абсол. возраста дочетвертичных формаций». Изд-во АН СССР, 1960.
- Старик И. Е., Щербаков Д. И., Афанасьев Г. Д., Герлинг Э. К., Комлев Л. В., Пекарская Т. Б., Тугаринов А. И., Полевая Н. И. Геохронологическая шкала СССР, выраженная в абсолютном летоисчислении. Бюлл. Комиссии по опред. абс. возр. геологич. формаций, вып. III. Изд-во АН СССР, 1958.
- Судовников Н. Г., Неелов А. Н. О возрасте станового комплекса Тр. лаб. геологии докембрия, АН СССР, вып. 12, 1961.
- Сулоев А. И., Тимофеев В. Н., Ковалев Л. В., Яковлева П. Д., Аполлонова Г. Н. Геологическое строение, магматизм и история развития северо-восточной части Восточно-Саянского докембрийского складчатого массива. Тр. ВИМС, вып. 8, (нов. серия), Госгеолтехиздат, 1962.
- Тарасов Л. С., Гаврилов Е. Я., Лебедев В. П. Об абсолютном возрасте пород Анабарского докембрия.—Ж. «Геохимия», 1963, № 12.
- Теодорович В. И. О следах молодой интрузивной деятельности в Центральной Туве.—Докл. АН СССР, 1953, 91,3.
- Томсон И. Н., Константинов Р. М., Поляков О. П. О генетических рядах Есиков А. Д. О верхнемезозойских гидротермальных циклах в Восточном Забайкалье в свете данных калий-аргонового и свинцово-изотопного методов.—Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 7.
- Томсон И. Н., Константинов Р. М., Поляков О. П. О генетических рядах рудных формаций Забайкалья.—Ж. «Геол. рудн. м-ний», 1964, № 2.
- Тугаринов А. И. Эпохи минералообразования в докембрии.—Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 9.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. «Недра», 1966.
- Тугаринов А. И., Ступицкова И. И., Зыков С. И. К геохронологии юга Сибирской платформы.—Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 1.
- Тычинский А. А. Геологическое строение и закономерности размещения полиметаллических месторождений Горного Алтая.—Сб. «Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая». Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 13, 1963.
- Тычинский А. А., Михалева Л. А. Медно-свинцово-цинковая рудная формация, ее генетические и геохимические особенности и роль в металлогении Горного Алтая.—Изв. Алтайского отдела географ. об-ва СССР, 1965, вып. 5.
- Тюлюпо Б. М. К вопросу о связи железорудных месторождений Ташелгинской группы с магматическими породами.—Ж. «Геол. и геофиз.», 1964, № 7.

- Тюлюпо Б. М. О возрасте железных руд Ташелгинской группы месторождения (Горная Шория) по данным калий-аргонового метода.— В сб. «Методы опре.к. абс. возр. геол. образований» «Наука», 1964.
- Усов М. А. Проблема Рудного Салаира.— Вестн. ЗСГРТ, 1933, вып. 4.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, 1936.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западной Сибири. Тр. XVII сессии МГК, т. 2. Изд-во АН СССР, 1937.
- Фомичев В. Д., Алексеева Л. Э. Геологический очерк Салаира. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 63, 1961.
- Хани В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, 1954.
- Халфин С. Л. Древние габброидные интрузии района сочленения Кузнецкого Алатау и Батеневского края.— Ж. «Геол. и геофиз.», 1961, № 11.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 91, 1963.
- Хильтова В. Я. Метаморфизм бирусинской и дербинской серий и его абсолютный возраст (западная часть Восточного Саяна).— В кн. «Вопросы геологии и геохронологии». Изд-во АН СССР, 1961.
- Хильтова В. Я., Крылов И. Н. Докембрий центральной части Восточного Саяна.— В кн. «Докембрий Восточного Саяна». М.— Л., «Наука», 1964.
- Хильтова В. Я., Крылов И. Н. О возрасте раннедокембрийских образований бассейна р. Оки (Восточный Саян).— В кн. «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР». М.— Л., «Наука», 1965.
- Хоментовский В. В. Формации структурно-фациальных зон Юго-Западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых.— В кн. «Закономерности размещ. полезных ископ.», 1960.
- Хоментовский В. В., Семихатов М. А., Репина Л. Н. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна.— В кн. «Региональная стратиграфия СССР», т. 4. Изд-во АН СССР, 1960.
- Хорстман Э. Л. Распределение лития, рубидия и цезия в изверженных и осадочных породах.— Сб. «Геохимия редких элементов». ИЛ, 1959.
- Чернов Г. А. Реставрация геологических событий по данным структурного анализа и определений абсолютного возраста аргоновым методом на примере Белокурихинского массива на Алтае. Тр. IX сессии Комиссии по определ. абс. возр. геологич. формаций. М.— Л., Изд-во СССР, 1961.
- Чернов Г. А. Геологическое строение и тектоника Белокурихинского массива и месторождения термальных радоновых вод. Автореф. дисс., Новосибирск, 1965.
- Шарапов В. Н. К вопросу о соотношениях даек, скарнов, руд на Шерегешевском месторождении в Горной Шории.— Ж. «Геол. и геофиз.», 1960, № 9.
- Шенкман Я. Д. К вопросу об интрузивных комплексах Восточной Тувы. Тр. ВАГТ, вып. 4, 1958.
- Шенкман Я. Д. К вопросу об интрузивных комплексах Восточной Тувы. Тр. ВАГТ, вып. 5, 1959.
- Шенкман Я. Д. Докембрийские интрузии нагорья Сангилен (Восточная Тува).— Ж. «Геол. и геофиз.», 1962, № 1.
- Шохина О. И. Особенности геологического строения Булан-Кульского щелочного массива.— Изв. вузов, серия геол. и развед., 1959, № 3.
- Шурупов В. В., Полевая Н. И., Миркина С. Л. О мезозойском времени минерализации и гидротермального изменения некоторых интрузивных пород Тувы.— В кн. «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964», «Наука», 1966.
- Щербаков Ю. Г. Новые данные о юрских отложениях и «юном» оруденении в Горной Шории.— Изв. СО АН СССР, серия геол. и геофиз., 1959, № 2.
- Щербаков Ю. Г. Новые данные о геологическом строении Горной Шории.— Ж. «Геол. и геофиз.», 1961, № 6.
- Якжин А. А. Закономерности размещения и формирования флюоритовых месторождений Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1962.
- Яшина Р. М. Щелочные породы юго-восточной Тувы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 5.
- Яшина Р. М., Борисевич И. В. Абсолютный возраст щелочных пород Восточной Тувы.— В кн. «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964», «Наука», 1966.
- Allsopp H. L. Rb—Sr age measurements of Total Rock and separated mineral fractions from the old granit the Central Transvaal. J. Geophys. Res., 66, n. 3, 1961.
- Gilluly J. Distribution of mountain building in geologic time. Bull. geol. Soc. Amer. v. 60, № 4, 1949.
- Hendricks St. B., Jefferson M. E. Polymorphism of the micas with optical measurements. Amer. Min., v. 24, n. 12, 1939.
- Kulp J. L., Bate G. L., Broecker W. S. Present status of the lead method of age determination. Amer. J. Sci v. 252, n. 6, 1954.

- Smith J. V., Joder H. S. Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs. *Mineral Mag.*, v. 21, London, 1956.
- Stiff L. K., Stern T. W. The interpretation of uranium ores. *Материалы межд. конф. по мирному использованию атомной энергии*, т. 6. Госгеолтехиздат, 1958.
- Tilton G. R., Paterson G., Brown H., Indhram M., Hayden R., Hess D., Larsen E. Isotopik composition and distribution of lead uranium and thorium in a precambrian granit. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 66, n. 9, 1955.
- Everenden J. E., Curtis G. H., Kistler R. W., Obralowich J. Argon diffusion in glauconit, microclin, sanidin, leucite and phlogopite., *Amer., J. Sei.*, v. 258, October, 1960.
- Zhirov K. K., Artamonov Ju. M., Volobuyev M. I., Zhirova V. V., Knorre K. G., Krizhansky L. M., Mochalova J. Z., Tikhonov V. E. The age of the Tarasky granit massiv and other formations of the Jenisey ridge, *Ann New — York Acad. Sci.*, 91, art. 2, 1961.
-

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Основные результаты геохронологических исследований в Енисейском кряже	9
Возраст метаморфических толщ Енисейского кряжа	10
Возраст главных интрузивных комплексов Енисейского кряжа	19
Материалы по абсолютному возрасту верхнедокембрийских осадочных толщ Енисейского кряжа	46
Глава II. О соотношении докембрийских свит Игарского и Туруханского районов	52
Глава III. Основные результаты геохронологических исследований докембрийских образований Восточного Саяна	51
Возраст архейских метаморфических пород	51
Возраст протерозойских метаморфических пород	62
Возраст интрузивных комплексов Восточного Саяна	71
Глава IV. Новые данные по возрасту интрузивных пород Западного Забайкалья	84
Глава V. Основные результаты геохронологических исследований в Туве	88
Результаты геохронологических исследований докембрийских интрузивных пород Юго-Восточной Тувы	91
Возраст палеозойских интрузивных комплексов Тувы	98
Глава VI. Основные результаты геохронологических исследований в Западном Саяне	115
Глава VII. Основные результаты геохронологических исследований в Кузнецком Алатау и Горной Шорни	123
Глава VIII. Основные результаты геохронологических исследований в Горном Алтае	142
Глава IX. Данные по абсолютному возрасту пород фундамента Западно-Сибирской низменности	160
Первые результаты определения абсолютного возраста пород фундамента южной части Западно-Сибирской низменности	160
Абсолютный возраст пород фундамента приуральской части низменности	162
Глава X. Корреляция докембрийских толщ Сибири на основе радиологических данных	165
Глава XI. Об абсолютном возрасте главнейших железорудных месторождений Алтае-Саянской горной области и Енисейского кряжа	181
Абсолютный возраст главных эпох осадочного рудообразования	182
О возрасте палеозойских магнетитовых руд Алтае-Саянской области	188
Глава XII. Возраст главных эпох магматизма в истории Сибири	197
Глава XIII. Нарушения временной информации и их причинные связи	202
Этапы регионального омоложения в истории Сибири	235
Заключение	238
Литература	243



*ВенIAMин Михайлович Кляровский*

**ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ  
ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

■  
Редактор *Н. Г. Рязанова*  
Обложка художника *Е. Ф. Зайцева*  
Художественный редактор *В. П. Шумаков*  
Технический редактор *А. М. Вых*  
Корректоры *Р. В. Герасимчук, Н. Г. Примогенова*

■  
Сдано в набор 14 июля 1971 г. Подписано к печати 10 мая 1972 г. МН 01022. Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
16,25 печ. л., =22,7 усл. печ. л.+4 вкл., 24,2 уч.-изд. л. Тираж 800. Заказ 81. Цена 2 р. 40 к.

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