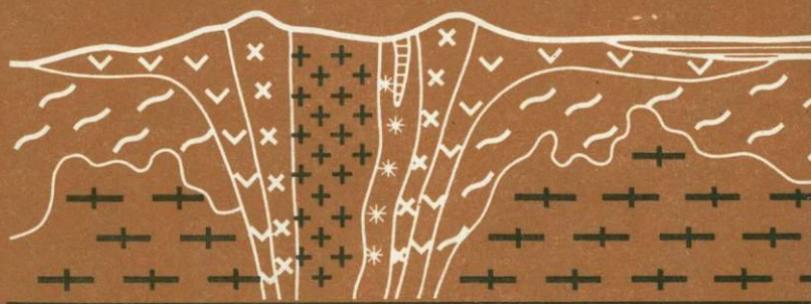


А. И. ТУГАРИНОВ
В. И. КОВАЛЕНКО

ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДОВ НИГЕРИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ
ХИМИИ им. В. И. ВЕРНАДСКОГО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
АКАДЕМИИ НАУК СССР

550.4:552.32(669)

А. И. ТУГАРИНОВ

В. И. КОВАЛЕНКО

ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДОВ НИГЕРИИ

854



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1973



Геохимия гранитоидов Нигерии. Тугаринов А.И., Коваленко В.И.
Изд-во "Наука", 1973.

В работе собраны новые геохимические данные по редким щелочам, стронцию, барию, бериллию, редкоземельным элементам, иттрию, цирконию, гафнию, ниобию и танталу в породах и минералах древних и молодых гранитов Нигерии, образцы которых собраны в 1965 г. Приводятся также новые геологические карты различных районов Нигерии, определения абсолютного возраста пород калий-аргоновым и изотопно-свинцовым методами, расшифровки спектров изотопов свинца, около 25 силикатных анализов пород и щелочных амфиболов. В книге собраны также литературные материалы по петрохимии, минералогии и геохимии редких элементов в гранитоидах молодых, или кольцевых, комплексов Нигерии.

Гранитоиды Нигерии сопоставляются со щелочными и другими гранитами СССР, США, Кореи и ряда других районов земного шара, а также с такими эффузивами, как пантеллериты, комендиты, натровые риолиты.

На основе парагенетического анализа пород, состава минералов и экспериментальных данных выделены температурные и геохимические фации с характерной редкометальной минерализацией, оценены условия эволюции и происхождения рассматриваемых пород. В заключение приводятся некоторые рекомендации для поисков и разведки редкометальных месторождений нигерийского типа.

Илл. 24, табл. 29, библи. 149 назв.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая книга написана по материалам, собранным одним из авторов — А.И. Тугариновым, во время его путешествия в Западную Африку на симпозиум по западноафриканским гранитам.

Данная работа посвящена весьма актуальному вопросу — происхождению молодых гранитов Нигерии. С этой целью авторами были применены методы геохимических исследований, измерения абсолютного возраста гранитоидов и изучения изотопного состава свинца с целью выявления некоторых линий "унаследования" молодыми породами черт более древних их предшественников.

Феноменальные магматические тела плато Джос, распространенные в его пределах интрузии кольцевых структур, детально описанные петрографами Джекобсоном, Блеком, Тернером, возникли в виде кальдер среди интенсивно метаморфизованных более древних гранитов.

Не желая повторять своих предшественников, авторы решили внести свою лепту в исследование данного региона путем выполнения сложных и еще мало применяемых аналитических методов в геохимии. Ряд из них дал свои результаты, явившиеся неожиданными для многих коллег, принимавших вместе с А.И. Тугариновым участие в обследовании этих мест в 1965 г. Так, впервые был установлен рифейский возраст древних гранитов и выявлена крупная панрифейская геосинклиналь на территории Нигерии, уходящая далеко на север и северо-запад.

Была установлена унаследованность изотопного состава свинца в молодых и древних интрузиях, доказывающая их непосредственное происхождение, как и присутствующих в них руд, за счет перестроения и переплавления вмещающего более древнего субстрата. Аналогичный эффект был получен при изучении рассеянных элементов интрузии.

С большой благодарностью авторы называют отдельных лиц, с кем приходилось вместе путешествовать, — профессоров Ломбара, Рогена, Жубера, Блека, Окейзи, Тернера, А. Вильсона, В. Мармо и других, а также многих своих соотечественников, помогавших в выполнении анализов в лабораториях ГЕОХИ АН СССР и Иркутского института геохимии СО АН СССР.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ НИГЕРИИ

Вопросам геологии Нигерии посвящено много работ, в том числе и сводок на русском языке [1, 35, 70]. В этом разделе мы кратко осветим геологическое положение гранитоидов Нигерии на основе последних работ Джекобсона и др. [115, 116], обзора по молодым гранитам северной Нигерии, подготовленного Д.С.Тернером для участников международного симпозиума, посвященного гранитам Западной Африки в 1965 г. [143], детальных геологических карт районов выходов молодых гранитов, которые еще не публиковались в советской литературе, и личных наблюдений А.И. Тугаринова как участника упомянутого выше симпозиума. Кроме того, в этом разделе приводятся многочисленные определения абсолютного возраста имеющихся в нашем распоряжении образцов гранитоидов Нигерии. Как известно, на протяжении многих лет на территории Западной Африки выделялся Нигерийский древний щит докембрийского возраста. Среди слагающих его пород непосредственно в Нигерии выделялись более молодые комплексы молодых, или кольцевых, гранитов, для которых Джекобсон, Дарнлой и др. [109, 116] установили мезозойский возраст (170 млн. лет). Древние породы разделялись на формацию гнейсов — кристаллических сланцев и формацию древних гранитоидов основания [113].

Рассмотрим геохронологические данные по породам Западной Африки, относящиеся к так называемому древнему Нигерийскому щиту, следуя с запада на восток (рис.1).

На территории Гвинеи, Сьерра-Леоне и Либерии в области развития амфиболитов, гнейсов и железистых кварцитов серий кассила, камбюи, дебала и симанду наблюдается постепенное удревление пород и уменьшение роли процессов мигматизации с северо-запада на юго-восток. Древние граниты на западе региона имеют возраст 2000 млн.лет (калий-аргоновый метод), а на юго-востоке 2540 млн.лет [80] и даже 2900 млн.лет для монацита из района г.Сулы [114].

Уже на северном склоне кристаллического фундамента Гвинеи появляются граниты явно позднекембрийского возраста, датируемые 980 млн.лет. К этому району с севера приближаются верхнепротерозойские складчатые структуры (1000 млн.лет для риолита из серии николо).

Еще далее на восток, в районах Берега Слоновой Кости и Ганы, возраст гранитов, прорывающих гранат-биотитовые, хлоритовые и кремнистографитовые сланцы биримийских отложений, определяется в 1800—2000 млн.лет [97, 146], а некоторые участки — до 2870 млн.лет.

Такого же порядка цифры были получены для гранитов Западной Ганы в лаборатории Ордена Ленина Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (табл.1) [141].

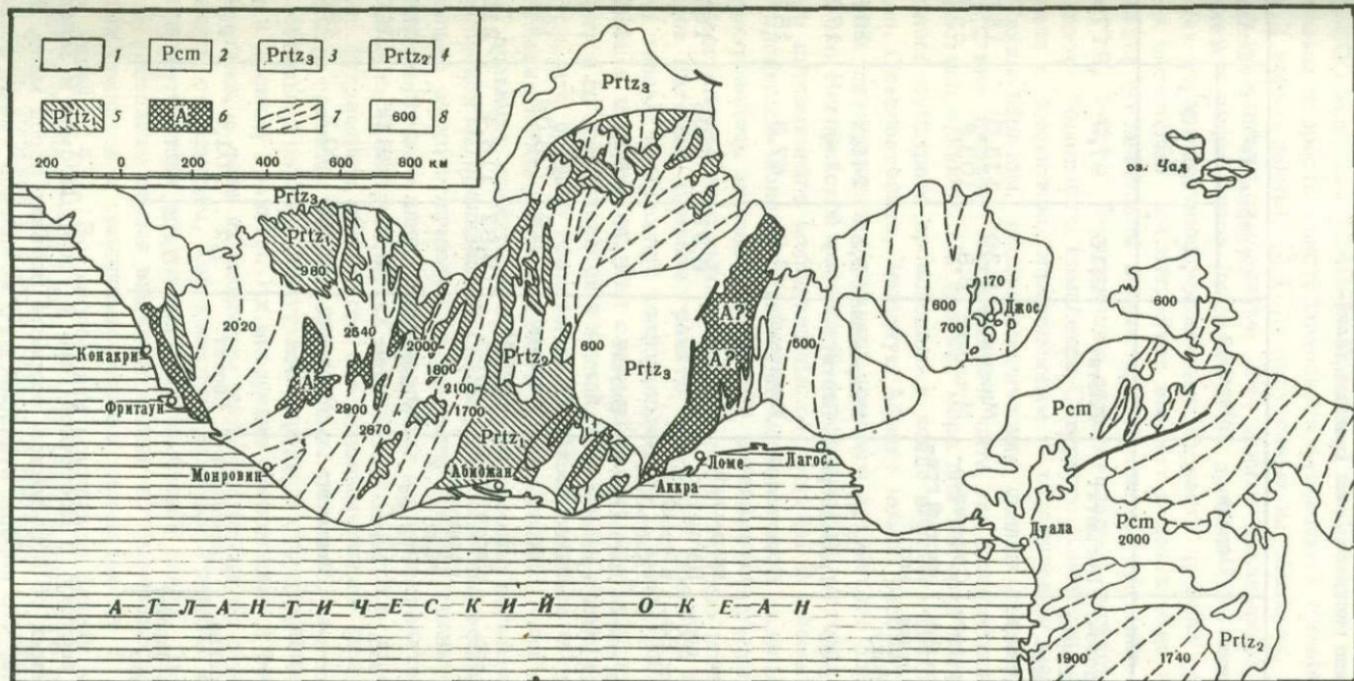


Рис. 1. Геохронологическая схема докембрия Западной Африки

1 - мезо-кайнозойский покров; 2 - докембрий нерасчлененный; 3 - верхний протерозой; 4 - средний протерозой; 5 - нижний протерозой; 6 - архей; 7 - доминирующие простирания слоистости и гнейсовидности пород; 8 - даты возраста, в млн. лет

Таблица 1

Абсолютный возраст гранитов Ганы (данные калий-аргонового метода)

№ обр.	Место взятия образца	Порода	Минерал	Содержание		Возраст, млн. лет
				K, %	Ar · 10 ⁵ , см ³ /г	
АФ 1/1	Карьер у дороги Боку - Венчи, 3 км северо-восточнее Боку	Пегматит	Биотит	9,16	97,9	1720
АФ 1/2	То же	"	Микроклин	9,39	113,0	1870
АФ 3/1	Карьер у дороги Боку - Техиман, 3 км восточнее развилки Боку	Среднезернистый гранит	Мусковит	6,8	103,8	2150
АФ 3/2	То же	То же	Микроклин	9,33	145,3	2070
АФ 4	Севернее пос. Бандан	Гранодиорит	Биотит	-	-	1700
АФ 14	В 13,7 км к востоку от пос. Серине	Среднезернистый гранито-гнейс	Калиевый полевой шпат	3,9	47,3	1870
АФ 16	В 29 км к востоку по пос. Вага-Вага	Пегматит в гранитах "Кейп-Кост"	Биотит	6,91	7,08	1670
АФ 17	В 27 км к востоку от пос. Мамове	Пегматит в гранитах "Кейп-Кост"	Биотит	6,73	87,0	1950
АФ 18	Восточнее пос. Боле	Диорит	Роговая обманка	2,19	28,04	1930
АФ 22	Севернее пос. Мандари	Биотитовый гранито-гнейс	Биотит	6,82	113,4	2190
АФ 22/1	То же	То же	Микроклин	-	-	1800
АФ 25	К югу от пос. Грюне	Гранит	Биотит	3,61	38,05	1700
АФ 29	В 1 км восточнее пос. Калба, левобережье р. Вольта	Пегматит	Мусковит	6,83	70,2	1800
АФ 30	Южная окраина пос. Писи	Гранодиорит	Биотит	7,1	101,6	2070
АФ 31	Восточная окраина пос. Лого	"	"	6,92	77,9	1770

Еще далее к востоку, в Восточной Гане и Того, Дагомее и Западной Нигерии, данных об абсолютном возрасте древних пород мало, но имеются указания, что породы атакорийского комплекса имеют возраст порядка 620 млн. лет по глаукониту [141], а граниты, рвущие дагомий, относятся к низам кембрия [97].

В Нигерии возраст кристаллического фундамента по первым данным 500-600 млн. лет [140]. Принимая во внимание важность решения проблемы возраста кристаллического фундамента Нигерии, приводим в табл. 2 новые данные [142], полученные на образцах, собранных во время проведения симпозиума. Эти данные показывают, что возраст гнейсов и амфиболитов фундамента не древнее 650 млн. лет, в то время как преимущественное значение возраста древних гранитов колеблется около 550 млн. лет. Этот возраст в достаточной мере совпадает со значением возраста, полученным изотопно-свинцовым методом [79, 142]. Аналогичные даты оказались типичными и для гранитоидов базального комплекса Северного Камеруна, которые хорошо совпали с возрастом, определенным стронциевым методом [122].

Таким образом, геохронологические данные свидетельствуют об отсутствии древнего Нигерийского щита как монолитной структурно-возрастной единицы. По крайней мере для Нигерии накопление пород древнего субстрата происходило в конце верхнего докембрия, а не в архее. Следовательно, Западную Африку можно рассматривать как сочетание двух разных структур: древнего архейского щита и обрамляющей его Нигерийской рифейской геосинклинали, которая развилась в области интенсивного меридионального прогиба. В мезозойское время в ней проявился молодой гранитный магматизм, в результате которого сформировались молодые гранитные комплексы Нигерии.

Рассмотрим несколько подробнее геологическое положение гранитоидов Нигерии. Древние граниты основания являются синтетектоническими телами и образуют конформные тела с вмещающими структурами гнейсов и пегматитов. Они сложены различными породами, начиная от диоритов до гранодиоритов и кончая щелочными гранитами. Предполагается, что древние граниты возникали в результате гранитизации и замещения пород кристаллического фундамента.

С древними гранитами ассоциируют древние пегматиты с оловянной и ниобиевой минерализацией, однако их абсолютный возраст (360 млн. лет) довольно резко отличается от возраста древних гранитов (580 млн. лет), свидетельствуя о длительной эволюции древних гранитоидов.

Обычно на геологических картах (рис. 2-7) все породы кристаллического фундамента приводятся без дополнительного разделения. Зато молодые граниты расчленены довольно детально.

Молодые граниты секут все породы и структуры основания, включая и древние граниты. Их внедрение происходило в верхние структурные этажи, а тела их являются дискордантными по отношению к вмещающим структурам. Как известно, молодые граниты являются источником почти всех россыпных месторождений плато Джос.

В настоящее время выделено около 40 отдельных комплексов молодых гранитов в различных регионах площадью от 1 до 400 квадратных миль [143]. Во многом эти комплексы близки между собой, но имеют и отличия. Они слагают пояс меридионального простирания 150 миль шириной в центре северной Нигерии. Их абсолютный возраст около 170 млн. лет, по данным [116, 109] и по данным табл. 2. Детальное картирование молодых гранитов показало следующее [143]. Во-первых, комплексы молодых гранитов включают обычно несколько

Таблица 2

Абсолютный возраст гранитов Нигерии и Камеруна
(по данным калий-аргонового метода)

№ обр.	Место взятия образца	Порода	Минерал	Содержание		Возраст, млн. лет
				K, %	Ar · 10 ⁵ , см ³ /г	
Древние граниты кристаллического основания Нигерии						
Аф 194	Район Тона	Амфибол-плагиоклазовый пироксенит	Амфибол	0,78	2,34	680
Аф 193	То же	Пегматит	Микроклин	9,29	24,5	590
Аф 131	Район Рукуба, 1,5 км севернее с. Басса	Гранит в контакте с молодыми гранитами	"	6,3	14,0	510
Аф 133	То же	Биотитовый гранит	Биотит	7,2	14,7	485
Аф 180	Панчен-Сура	Гнейс	"	2,84	7,8	610
Аф 181	"	Гранит	"	4,15	10,7	580
Аф 182	Панчен-Сура.	Пегматит в гнейсах	Биотит	8,77	20,6	540
Аф 182/1	"	Гнейс в контакте с пегматитом	Микроклин	1,30	3,9	660
Аф 182/2	"	То же	Биотит	6,86	17,9	590
Аф 245	Джос	Колумбитоносный пегматит в древних гнейсах	Мусковит	7,4	17,9	545
-----				Среднее		580±100
Поздние пегматиты кристаллического основания Нигерии						
Аф 159	Верховья р. Делими	Пегматит	Микроклин	10,19	11,5	315
Аф 207	Плато Джос	Пегматит с колумбитом из древних гранитов	Мусковит	7,1	10,0	390
Аф 208	Район Макафу	Пегматит	Микроклин	5,4	8,1	360
Аф 209	Район с Макафу	Пегматит	Биотит	7,34	10,0	360

Таблица 2 (окончание)

№ обр.	Место взятия образца	Порода	Минерал	Содержание		Возраст, млн. лет
				K, %	Ag · 10 ⁵ , см ³ /г.	
Аф 209/1	Район с Макафу	Гнейс в контакте	Порода	3,51	4,24	330
Среднее				360±40		
Комплекс молодых гранитов Нигерии						
Аф 145	Карьер Рейфильд	Биотитовый гранит	Порода	3,12	2,24	186
Аф 152	В 4 км к 103 от Аф 145	То же	"	4,37	2,85	168
Аф 163	Роп-Дом	Грейзен	"	1,98	1,57	202
Аф 178	Гора Панкшин	Гранит	Биотит	5,5	3,1	152
Аф 179	Гора Панкшин	Пегматит	Микроклин	7,0	4,3	166
Аф 198	Фон-Гановуру	Гранит Доу	Порода	3,42	2,22	168
Аф 184	Манго	Биотитовый гранит	Микроклин	4,37	2,39	170
Среднее				174±20		
Аф 196	Район Риши-Сайя-Шокобо	Биотитовый гранит, рущий другие молодые интрузии	Порода	3,86	1,45	100
Граниты Северного Камеруна						
Аф 230	Юго-восточнее с. Мурун, пос. Бори	Биотитовый гранит	Биотит	5,93	14,5	540
Аф 230/1	То же	То же	Микроклин	6,69	13,6	477
Аф 240	Район католической миссии в Финьоле, массив Джумте	Амфибол-биотитовый гранит	Биотит	4,1	10,0	550
Аф 241	То же	Амазонитовый пегматит тех же гранитов	Амазонит	9,81	22,6	565
Среднее по двум биотитам				545±5		

отдельных (разновременных) интрузий различного петрографического состава. Во-вторых, для них типичны кольцевые дайки и аркообразные формы интрузивных тел. В связи с этим считается, что молодые граниты образовались при формировании кольцевых трещин в результате опускания воронкообразных блоков земной коры. В-третьих, имеется грубое соответствие между петрологическими и структурными особенностями молодых гранитов и промышленными содержаниями олова (касситерит) и ниобия (колумбит) в них. В-четвертых, дайки молодых гранитов имеют резкий контакт с породами древнего основания без видимых контактовых изменений в последних.

На рис. 2 представлена геологическая карта комплексов молодых гранитов Джо́с-Букуру, Шер и Джарава, составленная по данным В.Н. Маклеода за 1952-1953 гг. и Н. Берриджа за 1957-1959 гг. Наиболее ранние из молодых гранитов риолиты и связанные с ними пирокласты. За ними следуют фаялитовые граниты и гранит-порфиры, затем - гастингсит-биотитовые граниты. Позднее образовались многие разновидности биотитовых гранитов, среди которых для крупнозернистых биотитовых иногда с амфиболом гранитов Джо́с характерна бедная редкометалльная минерализация, для средне- и грубозернистых гранитов Нджелл - богатая касситеритовая минерализация, а для наиболее поздних мелкозернистых и порфиридных гранитов с альбитом Рейфильд-Гон - богатая минерализация как с касситеритом, так и с колумбитом.

В состав комплекса Шер-Хилл широко представлены различные щелочные граниты. Наиболее ранними в нем являются фаялитовые граниты, за которыми следует внедрение биотитовых гранитов и затем - группа щелочных гранитов со щелочным амфиболом, эгирином и биотитом. Завершается формирование этого комплекса внедрением альбитовых щелочных гранитов с пироксеном и кварц-биотитовых порфиров.

В целом плато Джо́с считается регионом с наибольшей активностью молодых гранитов преимущественно плутонического генезиса. На севере этого плато молодые граниты образуют изолированные тела и включают большое количество вулканических пород. Гринвуд [113] отмечал постепенные переходы между гранитами и их порфиристыми аналогами.

Наконец, следует подчеркнуть, что, поскольку колумбит встречается как акцессорный минерал в совершенно не затронутых метасоматическими процессами биотитовых гранитах плато Джо́с, он считается магматическим минералом, который кристаллизовался из магмы одним из первых [118]. Магматическими же считаются также биотитовые и щелочные граниты с альбитом.

На рис. 3 приведена геологическая карта комплекса Кудару-Хиллс, составленная А.Д.Н. Бейном [96]. Структура его похожа на комплекс Шер-Хилл (см. рис. 2). Древние породы основания прорываются наиболее ранними порфиристыми породами, за которыми следуют фаялитовые граниты, затем - щелочные граниты и наконец - биотитовые граниты. Массив имеет овальную форму и концентрическое строе-

ние, в центре развиты наиболее молодые биотитовые и щелочные граниты, а на периферии — кварцевые порфиры с фаялитом.

На геологической карте комплекса Роп (см. рис.4) видно, что внедрение молодых гранитов начинается опять с эффузивных пород (риолитов, пирокластов, кварцевых и кварц-полевошпатовых порфиров), которые прорываются группой биотитовых гранитов (Квор, Гана, Букка-Баквай), наиболее поздними из которых являются биотитовые граниты с альбитом Касса. За ними следуют щелочные граниты и поздние биотитовые граниты Каскара.

На рис. 5 приведена геологическая карта комплексов Сайя-Шокобо и Тонголо. Формирование молодых гранитов Сайя опять начинается с риолитов, а затем идет чередование различных сиенитов, щелочных и биотитовых гранитов. Интересно, что биотитовым гранитам Риши и Джириа предшествовали рибекит-эгириновые, а после них опять формировались рибекитовые граниты Чоко.

В Тонголо-комплексе вслед за эффузивными и порфировыми породами внедрялись рибекит-эгириновые граниты, которые сменились биотитовыми (Кулфана и др.), и завершилось формирование комплекса внедрением рибекитовых и рибекит-биотитовых гранитоидов.

На рис. 6 представлена геологическая карта комплекса Вом, составленная в 1956-1957 гг. Бучананом. В районе Кигом это в основном щелочные граниты, а в Ганавюри-Кигом — биотитовые разновидности гранитов.

Наконец на рис.7 представлена геологическая карта вулканического комплекса Бюджи. Наибольшую площадь в нем занимают биотитовые граниты Бюджи и кварц-геденбергитовые порфиры. Последовательность пород следующая: 1) риолиты, туфы и агломераты; 2) кварц-геденбергитовые порфиры; 3) кварц-полевошпатовые порфиры; 4) основные дайки и фельзиты; 5) эгириновые микрограниты; 6) биотитовые граниты Бюджи; 7) альбит-рибекитовые граниты; 8) рибекитовые микрограниты.

Подытоживая рассмотрение строения комплексов молодых гранитов, отметим, что последовательность внедрения пород в них имеет много общего [115]. Наиболее древние обычно риолиты, за ними следуют фаялитовые или геденбергитовые граниты, затем чередующиеся щелочные и биотитовые граниты с разной относительной последовательностью. Альбитовые разновидности обычно одни из наиболее поздних пород.

Данные свинцово-изотопного метода по нигерийским гранитам

Наряду с изучением абсолютного возраста пород из района нигерийских гранитов нами было проведено изучение изотопного состава обыкновенного свинца, выделенного из пород фундамента, из древних и молодых гранитов Нигерии и галенитов рудных проявлений (табл.3). Это было сделано с одной целью — выяснить при помощи этого метода генетические соотношения пород и руд.

Согласно законам эволюции изотопного состава свинца, в земной коре происходит непрерывное возрастание отношений: Pb^{206}/Pb^{204} .

Таблица 3

Изотопный состав свинца галенитов, калиевых полевых шпатов интрузий Нигерии

Образец	Изотопный состав свинца			Модельный возраст, млн. лет
	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}	
Кигом-Хилл, галенит	17,80	15,46	38,69	800
Рукуба, древний гранит, калиевый полевой шпат	17,93	15,75	39,00	700
То же	17,38	15,32	38,54	950
Рукуба, гнейс, валовая проба	19,23	16,11	40,05	
Бюджи, риолит	17,63	15,67	38,74	810
Панкшин, молодой гранит	18,36	15,96	39,63	?
Бюджи, молодой порфир	21,69	15,95	38,64	?
Мангансура, молодой гранит	18,76	15,96	38,73	?
Риши, молодой гранит	21,02	16,03	41,35	?
Паниан, базальт	20,22	16,19	39,91	?
Данные, опубликованные ранее Джекобсоном и др.				
Лируэй, галенит	17,91	15,75	38,81	770
То же	18,1	15,78	38,07	660
Р. Бануэ, галенит	18,68	15,98	39,14	500
То же	18,27	15,90	38,57	690
"	18,01	15,70	38,55	640

Pb^{207}/Pb^{204} ; Pb^{208}/Pb^{204} за счет идущего радиоактивного распада U^{238} , U^{235} и Th^{232} , для которых Pb^{206} , Pb^{207} и Pb^{208} являются конечными продуктами радиоактивного распада. Количество Pb^{204} , не имеющего радиоактивного предшественника, остается в земной коре неизменным. Исходя из среднего соотношения в земной коре $U/Pb^{204} = 9,5$, эта эволюция изотопного состава свинца в земной коре выражается в следующих значениях в зависимости от возраста земной коры (табл. 4).

Значения изотопного состава свинца, отвечающие возрасту 4500 млн. лет. оказываются сходными со значениями для свинца железных метеоритов, а состав современного свинца земной коры отвечает изотопному составу свинца в воде Тихого океана. На рис. 8 нанесена кривая, отвечающая изменению изотопного состава свинца в ней за последние 1500 млн. лет. Большинство точек, отвечающих изотопному составу свинца молодых гранитов Нигерии, размещается выше этой кривой и смещено в правый угол диаграммы. Это указы-

Таблица 4

Изменение изотопного состава свинца земной коры с возрастом

Возраст земной коры	Соотношения изотопов свинца земной коры		
	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}
0	18,93	15,72	38,80
500	18,17	15,68	37,86
1000	17,36	15,61	36,91
1500	16,48	15,50	35,92
2000	15,53	15,31	34,91
2500	14,50	15,02	33,89
3000	13,39	14,54	32,83
3500	12,19	13,75	31,74
4000	10,90	12,47	30,62
4500	9,5	10,36	29,49

ваает на то, что все они характеризуются аномальным свинцом типа Джоплин, отличающимся избыточным содержанием радиогенного свинца.

Выяснение генетической связи свинца интрузивных пород и руд основано на совпадении изотопного состава свинца тех и других в момент становления интрузии. Так, например, зная современный изотопный состав свинца интрузивной породы, содержание в ней тория, урана и свинца и ее возраст, можно вычислить поправку на добавку радиогенного свинца за время существования ее и внести соответствующие этому расчету коррективы в современный изотопный состав свинца интрузии.

В случае совпадения этого исправленного изотопного состава интрузии с составом свинца руд можно достаточно твердо говорить об их генетическом родстве.

В то же время известно, что калиевые полевые шпаты большинства интрузивных пород отличаются в основной своей массе высокой концентрацией обыкновенного свинца и одновременно низким содержанием урана и тория. Таким образом, добавка радиогенного свинца за счет двух последних элементов сравнительно мало сказывается на изотопном составе свинца калиевых полевых шпатов. Следовательно, изотопный состав свинца калиевых полевых шпатов может характеризовать свинец всей интрузии в момент ее становления и может быть использован для получения даты ее возраста согласно табл.4. Однако при этом надо иметь в виду, что последнее возможно лишь при условии, если содержание урана, тория и свинца как в интрузии, так и в материале субстрата, за счет которого она возникла, будет отвечать кларку.

При воздействии процессов выветривания или гидротермального метаморфизма на такого рода интрузии в первую очередь подвергнутся

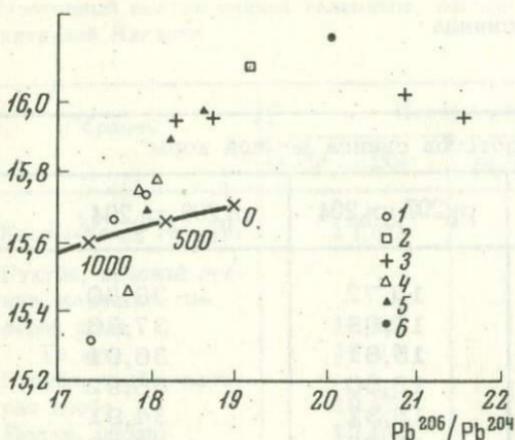
Pb^{207}/Pb^{204} 

Рис. 8. Диаграмма изотопного состава свинца нигерийских пород и минералов

1 - К - полевоый шпат (древний гранит); 2 - гнейс, валовая проба; 3 - молодой гранит; 4 - галенит из рудной залежи; 5 - галенит из карбонатных пород мела долины р. Бенуэ; 6 - базальт

изменению полевошпатовые компоненты породы, в то время как аксессуарные минералы (монацит, циркон и др.) окажутся незатронутыми. Это приведет к тому, что свинец калиевых полевоых шпатов по своему изотопному составу окажется типичным для более поздней гидротермальной либо гипергенной минерализации, возникшей за счет метасоматического изменения полевоых шпатов.

Нами был измерен изотопный состав свинца молодых нигерийских гранитов только по валовым пробам. Мы полагали, что измерение изотопного состава свинца в мономинеральных фракциях калиевых полевоых шпатов было в данном случае необязательным, принимая во внимание их сравнительно небольшой возраст - 170 млн.лет, т.е. добавка радиогенного свинца за это время была бы незначительна.

Тот же изотопный анализ свинца был выполнен для галенитов, обнаруженных в сульфидной залежи среди молодых щелочных гранитов. Полученные нами данные были сопоставлены с данными, изложенными Джекобсоном и др. для галенитов из осадков мелового возраста долины р. Бенуэ и гидротермальных проявлений Лируэй.

Результаты всех перечисленных исследований (см. табл. 3) были нанесены нами на диаграмму в координатах $Pb^{206}/Pb^{204} : Pb^{207}/Pb^{204}$ (см. рис.8) и позволяют сделать следующие выводы.

1. Свинец калиевых полевоых шпатов, выделенных из древних гранитов и гнейса, а также из одного образца риолита (см. табл.3, обр. 235), имеет идентичный изотопный состав, отвечающий модельному "возрасту" (см. табл.4) около 750-900 млн.лет (определение этого модельного возраста основано на изменении изотопного состава свинца со временем). В пределах экспериментальной ошибки эти значения возраста совпадают с датами, полученными $Ar-K$ методом для образцов тех же пород.

2. Свинец галенитов метасоматических залежей и прожилков в молодых гранитах (см. табл.3, обр. 1,11,12) или галенитов, рассеянных в карбонатных осадках мелового возраста долины р. Бенуэ, имеет тот же самый изотопный состав, что и свинец калиевых полевоых шпатов

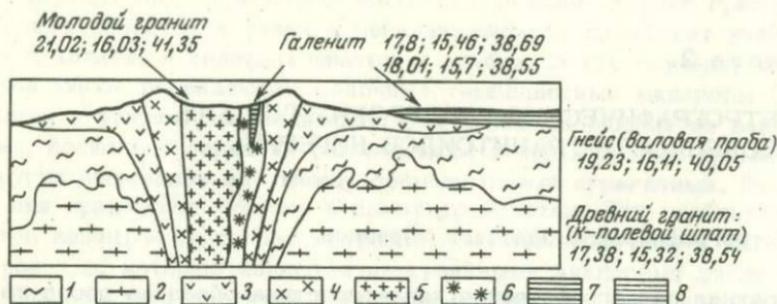


Рис. 9. Принципиальный разрез через Нигерийскую кольцевую структуру с данными изотопного состава свинца. Цифры на рисунке означают величины изотопных отношений:

Pb^{206}/Pb^{204} ; Pb^{207}/Pb^{204} ; Pb^{208}/Pb^{204}

- 1 - гнейс; 2 - древний гранит; 3 - риолит; 4 - фаялитовый гранит; 5 - молодой гранит; 6 - щелочной гранит (метасоматит); 7 - рудная залежь; 8 - карбонатные породы мелового возраста

тов древних гранитов. Это служит доказательством того, что при гидротермальном метаморфизме, точно так же как и при выветривании, свинец полевых шпатов древних гранитов подвергался селективному выносу и служил источником рудного свинца в месторождении гораздо более юного возраста.

3. Свинец молодых гранитов, а также современных базальтов существенно обогащен радиогенными изотопами. Благодаря этому точки, отвечающие его изотопному составу на рис.8, смещены в верхний правый угол диаграммы. Это служит указанием на то, что данные интрузии возникли при появлении пород, содержащих повышенные концентрации урана и тория по сравнению с кларком земной коры, и что это их проявление относится ко времени, намного предшествующему моменту их внедрения.

Весьма характерно, что и современный изотопный состав свинца валовой пробы гнейса (а не калиевого полевого шпата) имеет те же самые значения, что и молодые граниты. По-видимому, первичным источником нигерийских молодых гранитов, равно как и более поздних базальтов, были гнейсы и древние граниты. Полное их расплавление привело к перемешиванию различных свинцов (обыкновенного свинца калиевых полевых шпатов и преимущественно радиогенного свинца акцессориев), выразившемуся в создании столь аномального свинца интрузий (рис.9).

Этот аномальный свинец, относящийся к типу свинца Джоплин, характерный для молодых гранитов, является прекрасным доказательством корового происхождения данных интрузий.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ НИГЕРИИ

Петрографическое описание образцов

Краткая петрографическая характеристика образцов пород из Нигерии представлена в табл. 5. Они сгруппированы в целом по возрастному принципу: 1) кристаллические сланцы и гнейсы фундамента; 2) граниты основания, которые прорывают и мигматизируют гнейсы и кристаллические сланцы; 3) генетически связанные с гранитами основания и рвущие их древние пегматиты и мигматиты. Затем идут возрастные и петрографические разновидности гранитов, непосредственно относимых к комплексам молодых гранитов Нигерии: 1) риолиты; 2) граниты с фаялитом; 3) биотитовые (колумбитоносные и оловоносные) граниты; 4) щелочные граниты. В отдельную группу выделены га-стингситовые граниты и граносиениты, формирование которых происходило в некоторых комплексах молодых гранитов перед биотитовыми гранитами [101]. Наконец, особняком оказался образец молодого долерита, который невозможно было объединить с другими породами. Места отбора образцов показаны на геологических картах (см. рис. 2-7).

Из данных табл. 5 следует, что граниты "основания" нередко характеризуются blastовыми структурами и содержат те же минералы, что и вмещающие их гнейсы, однако отличаются от гнейсов большей лейкократовостью и наличием гранофировых структур. В таких участках порода приобретает облик "древних пегматитов" [142]. В целом же, видимо, по составу и структуре между гнейсами и древними пегматитами через "граниты основания" существуют все промежуточные разности. Это согласуется с данными африканских геологов, которые считают эти граниты "гранитами замещения" древних гнейсов, конкордантными с вмещающими породами. Видимо, эти граниты возникли в результате гранитизации и частичного плавления кристаллических пород фундамента с незначительным перемещением расплавленных масс.

Подчеркнем наличие щелочных разновидностей в комплексе древних гранитов основания. В комплексах молодых гранитов отмечается большое разнообразие гранитных пород. Своеобразную группу этих пород составляют риолиты, представленные как щелочными (агпайтовыми) разновидностями (натровые риолиты Аф 197, Аф 122, Аф 121), так и нормальными. Характерными чертами большинства образцов риолитов является их порфиновый характер и относительная редкость стекла в основной массе. Вкрапленники в них чаще представлены кварцем, реже калиевым полевым шпатом, в единичных случаях среди вкрапленников отмечались зерна магнетита и циркона. Стекло в основной массе обнаружено только в двух образцах (Аф 188 и Аф 189), относящихся к нормальным риолитам. Ни в одном образце щелочных риолитов стекло не наблюдалось. Очень типичны для основной массы рио-

литов сферолитовые агрегаты и несколько меньше тонкие гранофиры. В натровых риолитах в таких агрегатах, видимо, принимает участие наряду с калиевым полевым шпатом и альбит. В тех случаях, когда в основной массе развиваются щелочные темноцветные минералы (арфведсониты и эгирин), по-видимому, они являются одними из наиболее поздних, поскольку зерна их размещаются в межзерновых промежутках других минералов или между сферолитовыми агрегатами. Весьма редко они принимают участие в самих сферолитах. Эти особенности риолитов важны в свете рассмотрения генезиса щелочных и биотитовых гранитов, которые являются интрузивными аналогами риолитов.

Группа образцов гранитов с фаялитом представляет наиболее ранние из молодых гранитов Нигерии. Большинство этих пород содержит щелочной амфибол и эгирин (или эгирин-авгит) и, видимо, могут быть отнесены к щелочным разновидностям гранитоидов. Фаялит в большинстве образцов замещен тонкочешуйчатым лепидомеланом или иддингситом. Судя по степени идиоморфизма минералов, он является одним из наиболее ранних минералов этих пород, ассоциируя иногда с авгитом. В связи с этим для рассматриваемых гранитов характерен наиболее ранний (и, видимо, наиболее высокотемпературный) парагенезис калиевого полевого шпата с пироксеном и фаялитом, который в поздние этапы кристаллизации сменился парагенезисом калиевого полевого шпата с амфиболом и биотитом, к которому тяготеют и зерна флюорита. Видимо, кварц с калиевым полевым шпатом кристаллизовались в течение всего этапа кристаллизации гранитов, поскольку они присутствуют и во вкрапленниках, и в основной массе. Интересны также находки магнетита и циркона в виде вкрапленников в фаялитовых гранитах.

Очень важной группой пород из комплексов молодых гранитов являются биотитовые аляскитовые граниты, поскольку они считаются продуктивными на олово и ниобий. Как это следует из табл. 5, состав их довольно однообразен: калиевый полевой шпат, чаще с кислым плагиоклазом или альбитом, кварц; светло-зеленый или светло-коричневый биотит, видимо литиевый [116], и обычно ассоциирующий с последним флюорит. В породах нередко оказывается гранулитовая структура с идиоморфными зернами раннего кварца. Биотит с флюоритом и некоторым количеством циркона и ильменита относится к наиболее поздней структурной группе минералов в породе, выполняя пространства между зернами других минералов. Один из образцов таких гранитов (Аф 168) кроме биотита содержал небольшое количество арфведсонита.

В целом по составу и минеральным парагенезисам биотитовые граниты весьма близки к поздней структурной группе минералов фаялитовых гранитов.

В работах по гранитоидам Нигерии в биотитовых гранитах отмечались дополнительно колумбит, монацит, торит [143] и фергусонит [109], а в некоторых вмещающих экзоконтактовых гнейсах около биотитовых гранитов встречены кварцевые жилы и грейзены с топазом, касситеритовой и вольфрамитовой минерализацией. Несколько образцов таких пород также описано в табл. 5. В основном это кварцевые, иногда с флюоритом, или кварцево-мусковитовые породы, нередко со



№ обр.	Порода	Комплекс, место взятия образца	Петрографическая характеристика
Древние гнейсы и сланцы			
Аф 157	Биотитовый гнейс	Долина р. Делими, 4 мили севернее пос. Нарагута	Неравнозернистый плагиоклаз-биотитовый гнейс. Полосчатость обусловлена чередованием лейкократовых (плагиоклаз-кварцевых) и обогащенных биотитом участков. Биотит частично хлопчатизирован. Структура породы grano- и лепидо-гранобластовая
Аф 134	Гранат-биотитовый гнейс с кордиеритом	Структура Рукуба	Мелкозернистый гнейс, содержащий авгит, кордиерит, плагиоклаз и биотит
Аф 182 Аф 133/1	Биотитовый сланец Биотит-гранатовый гнейс у контакта с мигматитом	Район Панген-Сура Структура Рукуба	Неравнозернистый среднезернистый гнейс с оранжевым биотитом, светло-розовым гранатом и плагиоклазом
Древние граниты основания			
Аф 199	Биотит-плагиоклазовый гнейсовидный гранит	Район Мейянга	Темно-серый гнейсовидный порфировидный среднезернистый биотитовый гранит, содержащий во вкрапленниках и основной массе плагиоклаз № 25-30 (40%) и кварц (30%), нерешетчатый микроклин (22%) и оранжевый биотит (8%) в основной массе. Акцессорные и рудные минералы: апатит, циркон, магнетит. Иногда отмечаются каймы биотита вокруг зерен магнетита. Структура пород чаще гранобластовая, но в участках, обогащенных микроклином, гранитная, иногда графировая
Аф 178	Роговообманково-биотитовый гранит с авгитом	Район Роп-Дом	Темно-серый неравнозернистый среднезернистый гранит, иногда с округлыми вкрапленниками плагиоклаза № 24-28. Главные минералы: плагиоклаз (41%), кварц (28%), нерешетчатый микроклин (20%), оранжевый биотит (7%), бесцветный авгит (2%), зеленый амфибол (2%). Акцессорные и рудные минералы: апатит, циркон, магнетит. Авгит замещается зеленым амфиболом. Более меланократовые участки породы, обогащенные зеленым амфиболом и плагиоклазом, характеризуются типично бластовой структурой, описанной для гнейсов. В лейкократовых участках типичны тонкие графические срастания микроклина и кварца (гранофиры)
Аф 209	Грубозернистый амфибол-биотитовый гранит	Район Макафу	Светло-серый крупнозернистый пегматоидный гранит с крупными идиоморфными вкрапленниками плагиоклаза № 15-21. В отличие от Аф 178 характеризуется большими количеством микроклина (с участками решетчатой разновидности, 28%), более грубозернистыми участками гранофилов, отсутствием авгита, наличием арфведсонита (3%) и меньшим количеством плагиоклаза № 15-21 (32%). Присутствует магнетит, апатит, сфен, редкий циркон
Аф 132	Биотитовый плагиогранит с гранатом	Структура Рукуба	Неравнозернистый порфировидный гранит с вкрапленниками калиевого полевого шпата. В основной массе микроклин (43%), кварц (30%), альбит (15%), эгирин (4%), буро-зеленый амфибол (7%) и арфведсонит (1%). Имеются реликтовые участки
Аф 131	Гранит	" "	

Таблица 5 (продолжение)

№ обр.	Порода	Комплекс, место взятия образца	Петрографическая характеристика
Аф 209/А	Биотитовый гранит	Район Макафу	буро-зеленого амфибола, который замещается арфведсонитом, эгирином и магнетитом, и плагиоклаза, замещенного эпидотом и карбонатом. В основной массе много участков гранофировых структур, сложенных микроклином, кварцем и эгирином Крупнозернистый пегматоидный биотитовый гранит
		Древние пегматиты и мигматиты	
Аф 133а	Мигматит, секущий гнейс Аф 133/1	Структура Рукуба	Мелкозернистый аплитовидный мигматит, состоящей из плагиоклаза № 24-31 (60%), кварца (30%) и микроклина (10%). Имеются редкие зерна и розового граната. Структура породы аплитовая
Аф 159	Лейкократовый пегматит, секущий гранит основания Аф 178	Структура Роп-Дом	Белый графический пегматит, состоящий из микроклина и ихтиоглиптов кварца
Аф 179	Лейкократовый пегматит	Гора Панкшин	Светлый неравномернозернистый пегматит, в котором крупные кристаллы калиевого полевого шпата цементируются среднезернистой кварц-микроклин-альбитовой основной массой с редкими листочками биотита
Аф 208	Лейкократовый пегматит	Район Макафу	Кварц-полевошпатовый неравномернозернистый пегматит

Комплексы молодых гранитов

Риолиты

Аф 197	Эгириновый риолит	Район Сайя, Ригиш	Серая мелкозернистая порода, иногда сферолитовая, с редкими вкрапленниками кварца, имеющими округлые или шестиугольные сечения. Иногда такие вкрапленники "оплавлены", с тонкими опалитовыми каймами. Основная масса сложена решетчатым микроклином, альбитом, кварцем и эгирином. Иногда порода имеет петельчатую текстуру, обусловленную появлением кайм мелких удлиненных зерен эгирина вокруг участков (местами сферолитовых) решетчатого микроклина, лейстовидного альбита и кварца. Изредка отмечались более крупные зерна нерешетчатого микроклин-пертита, зерна которого по периферии замещались альбитом. Структура породы свидетельствует о более раннем выделении кварца и микроклина (первая генерация) и о сближенном времени кристаллизации минералов основной массы
Аф 122	Кварцевый порфир	Структура Кудару	Арфведсонит-эгириновый фельзит с вкрапленниками идиоморфного кварца. Характерна сферолитовая текстура. Тонкие сферолиты сложены калиевым полевым шпатом, кварцем и арфведсонитом. В более грубых сферолитах дополнительно отмечаются альбит и эгириин
Аф 188	Интрузивный риолит с обломками "гранитов основания"	Структура Бюджи	Темная порфиновая порода с мелкими вкрапленниками кварца и обломками среднезернистых плагиоклазовых гранитов. В основной массе вместе с бурым стеклом (участками раскристаллизованным с хлоритом) отмечаются кварц, санидин, редко альбит и циркон

№ обр.	Порода	Комплекс, место взятия образца	Петрографическая характеристика
Аф 189	Интрузивный риолит с обломками "гранитов основания"	Структура Бюджи	Порода, аналогичная Аф 188. Среди ксенолитов отмечены как обломки плагиоклаз-микроклиновых гранитов основания, так и габброидных пород, обогашенных магнетитом. Около ксенолитов возрастает количество порфировых вкрапленников кварца в светло-буром стекле
Аф 186	Кварцевый порфир	Структура Бюджи	Сферолитовый фельзит с вкрапленниками кварца. В сферолитах принимают участие калиевый полевой шпат и кварц
Аф 187	" "	" "	Серая порфировая порода. Вкрапленники - кварц, калиевый полевой шпат и реже магнетит. Основная масса - микрозернистый агрегат тех же калиевого полевого шпата и кварца
Аф 191	Фельзит-порфир	" "	Светло-сиреневая порфировая порода. Среди вкрапленников отмечены идиоморфные зерна кварца и калиевого полевого шпата (в центральных частях ожелезненного). Основная масса сложена микрозернистым агрегатом тех же минералов. Вокруг идиоморфных вкрапленников калиевого полевого шпата имеются тонкие гранофировые бордюры
Аф 184	Кварц-полевошпатовый порфир	Пос. Панвен	Красный гранит-порфир. Вкрапленники - кварц и розовый калиевый полевой шпат. В основной массе микрозернистый агрегат тех же минералов и редкие чешуйки биотита
Аф 121	Риолит	Структура Кудару	Светло-серая флюидальная, с редкими вкрапленниками пертита и кварца порода. В основной массе тончайший агрегат калиевого полевого шпата, альбита, кварца и рудного минерала. Иногда эти
Аф 152	Амфиболовый гранит	Структура Букуру	минералы слагают сферолиты. По трещинам и в пустотах развивается эгирин
			Граниты с фаялитом
Аф 161	Гранит с редким фаялитом	Долина р. Делими	Зеленый крупнозернистый гранит, состоящий из нерешетчатого микроклин-пертита, кварца, сине-зеленого амфибола (арфведсонита?), оранжевого биотита, фаялита и редкого бесцветного авгита (?). Среди аксессуарных минералов отмечены циркон и бесцветный флюорит. Авгит замещается амфиболом, фаялит - лепидомеланом и, возможно, идингситом. Встречались диабластические сростки авгита и фаялита, которые идиоморфны по отношению ко всем другим минералам и, видимо, являются наиболее ранними минералами. Зерна амфибола идиоморфнее зерен микроклина. В амфиболе тонкие вроски магнетита
Аф 125/A	Гранит с редким фаялитом	Структура Кудару	Розовато-серый порфировидный гранит с вкрапленниками калиевого полевого шпата. Иногда в центральных частях этих вкрапленников отмечаются реликты сосюритизированного плагиоклаза № 28-30. Основная масса - кварц, калиевый полевой шпат, гастингсит с каймами арфведсонита. Имеются редкие зерна эгирина и участки, сложенные бурым мелкочешуйчатым минералом типа лепидомелана или идингсита (возможно, это псевдоморфозы по фаялиту)
			Розовато-серый порфировидный гранит с вкрапленниками калиевого полевого шпата и кварца. В основной массе отмечены кварц, калиевый полевой шпат, эгирин-авгит, арфведсонит и псевдоморфозы красно-бурого лепидомелана по фаялиту. В зернах эгирин-авгита центральная часть сложена бесцвет-

№ обр.	Порода	Комплекс, место взятия образца	Петрографическая характеристика
Аф 190	Гранит с редким фаялитом	Структура Бюджи	ным авгитом. В основной массе калиевый полевой шпат более идиоморфен, чем арфведсонит и кварц Розовато-серый, резко порфирированный гранит, аналогичный Аф 125/А. Кроме того, в этих гранитах отмечаются магнетит и циркон во вкрапленниках. В периферических частях вкрапленников калиевого полевого шпата тончайший гранофировый бордюр кварца с веществом вкрапленника
Граниты с биотитом			
Аф 196	Аляскит с биотитом (колумбитоносный)	Район Сайя, Ригиш	Розовый среднезернистый моношпатовый (микроклиновый) аляскит с биотитом (3%). Кварц (30-35%) присутствует в виде двух генераций. Первая представлена идиоморфными зернами по отношению к нерешетчатому микроклин-пертиту, вторая - ксеноморфными. Количество микроклин-пертита 60-62%. Биотит (плеохроирующий от почти бесцветного до буровато-зеленого цвета) обычно выполняет межзерновые пространства в породе. Участки с биотитом обогащены флюоритом, ильменитом и цирконом
Аф 198	Аляскит с биотитом	Район Мейянга	Белый мелкозернистый двушпатовый аляскит с биотитом (1-3%). Этот гранит отличается от Аф 196 присутствием "шахматного" и лейстовидного альбита (20-25%). Микроклин-пертит (37-40%) иногда представлен решетчатой разновидностью с пертигами распада. Кварца 30-35%. Структура породы паналлотриоморфнозернистая
Аф 145	" "	Структура Рей- филд	Розовато-желтый крупнозернистый двушпатовый аляскит с биотитом (2-3%). Он состоит из кварца (35%), альбит-олигоклаза № 15-18 (20%), нерешетчатого микроклин-пертита (42%), биотита (плеохроирующего в зеленых тонах) и ассоциирующего с последним бесцветного флюорита. Структура породы гранитная, местами гранулитовая. Отмечены реликты плагиоклаза № 25 в зернах калиевого полевого шпата
Аф 150	Аляскит с биотитом	Структура Рей- филд	Светло-желтый среднезернистый двушпатовый аляскит с биотитом, состоящий из альбита № 8-10 (15%), калиевого полевого шпата (40%), кварца (37%), светло-бурого биотита (3-6%), флюорита, ильменита, циркона. Обычно структура породы гранулитовая, с идиоморфным кварцем, а участками гранитная (альбит более идиоморфен, чем калиевый полевой шпат, а последний - более идиоморфен, чем кварц)
Аф 168	Аляскит с биотитом и арфведсонитом	Структура Роп- Дом	Светло-зеленый среднезернистый двушпатовый аляскит с биотитом и арфведсонитом, состоящий в основном из идиоморфных зерен кварца (35-40%) и ксеноморфных по отношению к ним зерен нерешетчатого микроклин-пертита (55-60%). В небольших количествах представлены альбит (до 5%), биотит (1-2%) и арфведсонит (1-2%). Среди акцессорных минералов отмечены циркон и флюорит. Арфведсонит и биотит нередко совместно слагают округлые агрегаты. В породе встречается небольшое количество поздней гидрослюд
Аф 137	Аляскит с биотитом	Структура Букуру	Розовый среднезернистый аляскит с биотитом, аналогичный Аф 150

№ обр.	Порода	Комплекс, место взятия образца	Петрографическая характеристика
Граниты с гастингситом			
Аф 169	Амфибол-биотитовый гранит	Структура Роп-Дом	Розовато-серый порфировидный гранит, состоящий из вкрапленников кварца и калиевого полевого шпата и гранофировой основной массы тех же минералов с небольшими количествами темно-бурого лепидомелана (2%) и амфибола, возможно щелочного (2-3%). Отмечены флюорит и циркон
Аф 176	Амфибол-биотитовый граносиенит	Гора Панкшин	Желтый среднезернистый гастингсит-биотитовый граносиенит, состоящий из микроклин-пертита (70-75%), ксеноморфного по отношению к нему кварца (20%), гастингсита (5-6%) и биотита (3%). Гастингсит и биотит приурочены к стыкам зерен калиевого полевого шпата и кварца. Акцессорный циркон тяготеет к зернам гастингсита
Аф 175	То же	" "	Граносиенит, аналогичный Аф 176, но содержащий 11-12% гастингсита и биотита
Щелочные граниты			
Аф 202	Арфведсонит-астрофиловый гранит с молибденом	Структура Букуру	Серый среднезернистый гранит с неравномернозернистой текстурой, обусловленной неравномерным распределением арфведсонита. Главные минералы: микроклин-пертит (40%), кварц (35%), альбит № 5-8 (10%), арфведсонит (10%), астрофиллит (5%). Среди акцессорных минералов отмечены метамиктный циркон, флюорит. Структура породы паналлотриоморфнозернистая. Темно-синий арфведсонит (см. табл. 6 и 8) является одним из наиболее поздних минералов, который вместе с лучистыми агрегатами ярко-желтого астрофиллита выполня-
Аф 201	Арфведсонит-астрофиловый гранит с молибденитом	Структура Букуру	ет промежутки между зернами кварца и микроклин-пертита. С арфведсонитом ассоциирует бесцветный флюорит Порода, близкая к Аф 202. В отличие от последней она богаче альбитом (20%), который нередко замещает микроклин, причем микроклин в пространственной близости от альбита приобретает решетчатое строение. В породе меньше арфведсонита (3%), зерна которого иногда образуют пойкилитовые вкрапленники. Арфведсонит (см. табл. 6 и 8) замещается редким эгирином (1-2%)
Аф 206	Арфведсонит-астрофиловый гранит с молибденитом	Структура Кигом-Хилл	Порода, аналогичная Аф 201. По астрофиллиту иногда развивается сфен. Присутствует кроме молибденита пирит
Аф 204	Арфведсонит-астрофиловый гранит	То же	Порода, близкая к Аф 202, но богаче альбитом (25%); который замещает микроклин-пертит
Аф 120	Арфведсонитовый гранит	Структура Кудару	Белый среднезернистый гранит с игольчатым арфведсонитом (до 2×5 мм), состоящий в основном из нерешетчатого микроклин-пертита (60%) и кварца (33%), а также меньших количеств арфведсонита (6-7%). Среди акцессорных минералов встречались циркон и флюорит. Крупные зерна микроклина более идиоморфны, чем зерна кварца. Нередки гранофировые сростания кварца и микроклина. Арфведсонит вместе с флюоритом выполняет межзерновое пространство. Циркон часто приурочен к зернам микроклина
Аф 174	Арфведсонит-альбитовый гранит	Структура Роп-Дом	Светло-серый среднезернистый гранит, сложенный округлыми зернами кварца (5×5 мм) (до 40%) и более мелкозернистым агрегатом лейстовидного альбита (до 50%). Подчиненное значение имеет микроклин (до 5%) и арфведсонит (до 5%). Среди акцессорных минералов отмечены метамиктный циркон, флюорит и

Таблица 5 (продолжение)

№ обр.	Порода	Комплекс, место взятия образца	Петрографическая характеристика
Аф 173	Арфведсонит-альбитовый гранит	Структура Роп-Дом	томсенолит. Альбит замещает микроклин. В зернах кварца отмечаются лейсты альбита, концентрически расположенные параллельно граням кварца Порода, аналогичная Аф 174, но содержащая некоторое количество эгирина (2-3%), который замещает арфведсонит
Аф 163	Апогранитный грейзен	" "	Грейзены Розовато-серая порфировидная порода, состоящая из крупных зерен кварца, бурого биотита и основной массы, сложенной редким топазом и реликтами микроклина. Биотит также замещается фенгитом
Аф 141	Кварцит из тыловой зоны грейзена	Структура Букуру	Розовато-зеленая мелкозернистая порода, состоящая на 95-98% из кварца. Остальные 2-5% составляет бесцветный флюорит. Встречаются редкие зерна циркона и развивающегося по трещинам гидробиотита
Аф 165	Апсланцевый грейзен из экзоконтакта с молодым биотитовым гранитом	Структура Роп-Дом	Розовато-серая мелкозернистая порода, состоящая из кварца, мелкочешуйчатого мусковита и реликтов кислого плагиоклаза и микроклина
Аф. 148	Кварцит из тыловой зоны грейзена	Карьер Рейфилд	Мелкозернистый кварцит с редкими чешуйками мусковита
Аф 136	Молодой долерит	Структура Рукуба	Другие породы Темно-зеленый среднезернистый долерит, состоящий из плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки и рудных минералов. Структура породы офитовая

держашие циркон. Африканские геологи отмечали также в них гентгельвин, даналит и вольфрамит [143].]

Не останавливаясь на характеристике гастингситовых граносиенитов, которая ясна из табл. 5, перейдем к рассмотрению агпаитовых щелочных гранитов Нигерии. Среди них выделяются арфведсонитовые¹ граниты с астрофиллитом и иногда с заметным количеством альбита и арфведсонитовые граниты без астрофиллита. Разновидностью последних являются существенно альбитовые арфведсонитовые граниты (Аф 174, Аф 173), обогащенные также флюоритом. Характерной чертой всех этих гранитов является поздний характер выделения щелочных амфиболов, пространственно ассоциирующего с ними флюорита и астрофиллита. Именно этим этапом кристаллизации щелочные граниты резко отличаются от биотитовых гранитов, поскольку более ранние этапы тех и других являются схожими, кварц-калцишпатовыми. Интересно отметить, что, по данным африканских геологов, среди биотитовых гранитов Нигерии, так же как и среди щелочных имеются существенно альбитовые граниты.

Характерной чертой щелочных гранитов является заметное участие в них процессов замещения. Нередко микроклин реакционно замещается альбитом, а арфведсонит — эгирином, что свидетельствует в пользу более позднего образования альбита и эгирина. Иногда при этом калиевый полевой шпат приобретает микроклиновую решетку. Обычны округлые выделения кварца с лейстами альбита, концентрически расположенными параллельно граням кварца в виде шестиугольников. Такие структуры особенно характерны для периферических зон зерен кварца.

Из этих образцов щелочных гранитов Нигерии нами были выделены и проанализированы щелочные амфиболы. Рассмотрим их составы, свойства вместе с уже опубликованными анализами амфиболов Нигерии [8, 98, 112], а также сравним их со щелочными амфиболами других регионов [18, 27, 29, 30, 49, 120, 125].]

Щелочные амфиболы молодых гранитов Нигерии

Химические анализы щелочных амфиболов из молодых гранитов Нигерии приведены в табл. 6, а их свойства (оптические и параметры решеток) и количественно-минеральный состав гранитов, из которых они выделены, — в табл. 7. В этих таблицах, кроме материалов авторов, приводятся данные Борлей [98], А.А. Беуса и др. [8], а также рентгеновские характеристики амфиболов из работы Фроста [112].]

В табл. 8 приведены структурные формулы амфиболов из табл. 6, рассчитанные на 13 катионов в четверной и шестерной координатах (Z+Y).

¹ В литературе по Нигерии такие граниты называют рибекитовыми. Но, как показано в следующем разделе, щелочной амфибол в них представлен арфведсонитом или промежуточной между рибекитом и арфведсонитом разностью, но не рибекитом.

Таблица 6

Химический состав щелочных амфиболов из молодых гранитов Нигерии

№ обр.	Источ-ник	Порода, из которой анализи-ровался ам-фибол	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
A-1	[98]	Альбитовый гранит	50,25	0,80	0,26	13,95	17,09	0,62	0,04
A-2	[98]	Щелочной гра-нит с эгирином	48,09	1,74	0,60	10,88	25,33	0,62	0,05
A-3	[98]	То же	47,45	1,61	0,66	12,65	21,41	0,98	0,03
A-4	[98]	Щелочной гра-нит с астро-филлитом	47,70	1,04	1,15	12,90	22,35	0,54	0,44
A-5	[98]	Щелочной гра-нит	47,60	1,66	0,86	13,71	22,35	0,60	0,07
A-6	[98]	Щелочной гра-нит	48,59	1,28	0,92	13,22	21,10	0,47	0,03
A-7	[98]	Альбитовый гранит	49,60	0,76	0,34	11,48	22,24	0,40	0,16
A-8	[98]	Щелочной гра-нит с биотитом	48,44	1,15	0,10	12,42	21,12	0,52	0,42
A-9	[98]	Щелочной гра-нит с биотитом	48,74	1,17	0,36	12,61	21,52	0,41	0,05
A-12	[98]	Альбитовый гранит	49,15	1,14	0,95	13,10	20,60	0,32	0,30
A-14	[98]	Альбитовый гранит	49,61	0,52	0,27	12,91	19,50	0,48	0,13
A-13	[98]	Щелочной гра-нит	48,47	0,74	0,59	11,89	22,93	0,37	0,05
A-15	[98]	Альбитовый гранит	50,19	0,60	0,24	13,34	20,53	0,37	0,03
A-16	[98]	Арфведсонито-вый гранит	47,56	1,51	0,88	9,28	26,03	0,61	0,34
6/2	[8]	Альбитовый гранит	49,05	0,71	2,91	13,98	19,04	0,06	0,33
6/3	[8]	Щелочной гра-нит	48,43	1,12	2,31	10,90	21,77	0,27	0,06
6/1	[8]	Гранит с эги-рином	51,01	0,96	0,80	16,41	17,62	0,48	0,22
Аф 202*		Гранит с астро-филлитом	47,92	0,93	1,69	14,90	20,03	Н.о.	0,57
Аф 204		То же	47,92	0,98	1,65	15,75	20,03	Н.о.	0,39
Аф 173		Альбитовый гранит	50,72	0,63	1,87	17,75	14,31	0,51	0,31
Аф 120		Щелочной гра-нит	48,88	1,46	1,97	18,86	14,31	Н.о.	0,13
Аф 201		Гранит с астро-филлитом	47,42	0,39	1,55	15,55	20,03	Н.о.	0,39
Аф 174		Альбитовый гранит	50,04	0,63	2,21	14,48	15,74	0,54	0,50

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Zr ₂ O	F	Cl	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
0,20	8,80	2,20	0,40	0,09	2,20	3,31	0,18	-	-	100,22
0,87	7,41	1,01	1,30	0,15	0,53	1,03	0,12	0,08	-	100,21
2,88	6,62	1,82	1,70	0,22	0,42	1,40	0,07	0,08	-	100,61
2,22	6,36	1,14	1,70	0,12	0,52	1,31	Н.о.	0,07	-	100,64
1,74	6,92	1,20	1,60	0,05	0,46	1,40	0,09	0,02	-	101,07
1,79	7,30	1,62	1,40	0,12	0,67	1,61	0,04	0,05	-	101,03
0,90	8,77	1,70	1,10	0,06	0,51	2,20	0,08	0,06	-	101,59
1,95	7,92	1,68	1,10	0,04	0,97	2,33	Н.о.	0,04	-	100,05
1,02	8,08	1,75	1,30	0,07	0,99	2,06	0,10	0,03	-	101,10
0,64	7,66	1,96	1,30	0,10	1,16	2,17	0,16	-	-	101,35
0,31	9,43	1,65	1,10	Нет	1,76	2,48	0,09	-	-	101,12
0,88	8,66	1,60	1,10	0,08	0,74	2,20	0,03	-	-	101,35
0,49	8,67	1,89	1,30	Нет	0,65	2,00	0,06	0,04	-	101,40
4,27	5,74	1,15	1,54	0,09	Н.о.	0,56	0,40	0,20	-	100,37
1,36	9,19	1,27	0,38	0,42	"	Н.о.	Н.о.	Н.о.	-	98,70
1,32	8,75	1,22	1,47	0,28	"	2,30	"	"	-	100,94
0,19	7,98	1,80	0,91	Н.о.	0,56	1,70	"	"	-	100,64
1,41	6,88	1,44	Н.о.	Н.о.	0,47	1,72	Н.о.	Н.о.	Н.о.	97,22
1,65	6,62	1,92	1,75	"	0,52	0,39	"	"	"	98,96
0,29	9,04	1,44	1,27	"	1,10	1,57	"	"	"	100,39
1,26	7,83	1,32	1,26	"	0,86	1,78	"	"	"	99,13
1,55	7,59	1,68	1,75	"	0,46	0,26	"	"	"	98,80
0,40	8,69	1,68	1,81	"	1,08	0,74	"	"	"	98,60

* Химические анализы выполнены в Институте геохимии СО АН СССР

В.А. Писарской.

Таблица 7

Количественный минеральный состав щелочных гранитов и некоторые свойства.

№ обр.	Содержание минералов, объемн. %							
	Кв	Кпш	Аб	Амф	Эг	Би	Астр	другие
А-1	29,9	42,7	13,3	8,1	1,0	Нет	Нет	Пир, Кр, Эд
А-2	27,0	58,2	9,1	2,4	2,9	0,3	"	Ц - 0,3
А-3	34,9	62,1	1,2	1,8	Нет	Нет	"	
А-4	36,4	60,1	2,6	0,5	"	"	0,4	
А-5	33,6	64,9	Нет	1,3	"	"	Нет	
А-6	31,2	62,7	0,8	4,6	"	"	"	
А-7	34,7	49,9	7,4	5,3	2,2	"	"	
А-8	32,8	59,9	8,7	4,0	1,3	Сл.	"	
А-9	32,3	56,2	7,4	1,6	Нет	Нет	"	
А-12	36,4	53,3	7,8	0,4	"	"	"	
А-13	23,4	65,5	4,3	6,7	"	"	"	
А-14	32,1	48,8	12,3	3,8	"	"	"	Пир, Кр, Топ
А-15	28,0	59,6	5,2	4,2	2,8	"	"	
А-16	20,1	67,2	1,9	7,9	2,4+Fe	"	"	Ц - 0,3
Аф 202	-	-	-	-	-	-	-	-
Аф 204	-	-	-	-	-	-	-	-
Аф 173	-	-	-	-	-	-	-	-
Аф 120	-	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 8

Структурные формулы щелочных амфиболов из молодых гранитов Нигерии

№ обр.	Амфибол	Si	Al ^{IV}	Fe ³⁺ _{IV}	Z	Al ^{VI}	Fe ³⁺ _{VI}	Ti ^{VI}
А-1	Арфведсонит	7,70	0,05	0,25	8,00	-	1,36	0,09
А-2	Рибекит-арфведсонит	7,62	0,06	0,32	8,00	-	0,95	0,21
А-3	Арфведсонит	7,76	0,13	0,11	8,00	-	1,42	0,20
А-4	Рибекит-арфведсонит	7,65	0,12	0,23	8,00	-	1,33	0,13
А-5	То же	7,60	0,17	0,23	8,00	-	1,43	0,21
А-6	Арфведсонит	7,73	0,18	0,09	8,00	-	1,52	0,16
А-7	То же	8,00	-	-	8,00	0,07	1,40	0,10
А-8	То же	7,74	0,01	0,25	8,00	-	1,25	0,13
А-9	То же	7,74	0,07	0,19	8,00	-	1,31	0,15
А-12	"	7,76	0,18	0,06	8,00	-	1,48	0,13
А-13	"	7,79	0,11	0,10	8,00	-	1,30	0,09
А-14	"	7,70	0,05	0,25	8,00	-	1,27	0,06
А-15	"	8,06	-	-	8,06	0,05	1,61	0,08
А-16	"	7,82	0,10	0,08	8,00	-	0,52	0,19
6/2	"	8,00	-	-	8,00	0,55	1,73	0,09
6/3	"	8,05	-	-	8,05	0,46	1,34	0,14
6/1	"	8,05	-	-	8,05	0,15	1,96	0,11
Аф 202	Рибекит-арфведсонит	7,62	0,32	0,06	8,00	-	1,73	0,11
Аф 204	То же	7,60	0,31	0,09	8,00	-	1,78	0,12
Аф 173	Арфведсонит	7,88	0,12	-	8,00	0,22	2,08	0,07
Аф 120	Рибекит-арфведсонит	7,30	0,31	0,39	8,00	-	1,72	0,17
Аф 201	Арфведсонит	7,62	0,30	0,08	8,00	-	1,81	0,05
Аф 174	Арфведсонит	7,90	0,10	-	8,00	0,32	1,72	0,08

амфиболов (см. табл.6) из них

Оптические свойства амфиболов				Параметры решетки амфиболов, А.					
Ng	Np	Ng-Np	Np ₀₀₁	a	b	c	β°	asinβ	V, Å ³
1,693	1,677	0,016	4	9,810	17,943	5,307	103,83	9,525	907,0
1,696	1,691	0,005	0	9,865	18,066	5,326	103,79	9,581	921,9
1,702	1,694	0,008	0	9,841	18,036	5,318	103,74	9,560	922,0
1,704	1,692	0,012	0	9,839	18,087	5,334	103,78	9,556	921,9
1,704	1,691	0,013	0	9,806	18,047	5,329	103,71	9,527	916,2
1,699	1,685	0,014	3	9,824	18,061	5,332	103,77	9,542	918,9
1,688	1,676	0,012	6	9,847	18,009	5,313	103,73	9,564	915,1
1,699	1,684	0,015	3	9,824	18,006	5,320	103,74	9,542	914,0
1,697	1,685	0,014	0	9,837	18,033	5,321	103,68	9,558	917,1
1,700	1,681	0,019	1	9,825	17,995	5,321	103,77	9,542	913,7
1,694	1,679	0,015	0	9,830	18,015	5,319	103,71	9,550	915,1
1,695	1,677	0,018	4	9,837	18,014	5,321	103,71	9,557	916,1
1,698	1,677	0,021	5	9,837	18,014	5,321	103,71	9,557	916,1
1,700	1,691	-	-	9,898	18,128	5,319	104,01	9,602	925,9
-	-	-	-	9,783	17,992	5,326	103,65	9,506	910,9
-	-	-	-	9,808	18,036	5,327	104,03	9,516	914,3
-	-	-	-	9,818	17,956	5,315	103,77	9,534	909,9
-	-	-	-	9,776	17,956	5,336	103,50	9,502	910,8

Fe ²⁺	Mn	Mg	Li	Y	Ca	Na	K	X+A	OH	F
2,19	0,07	0,01	1,31	5,00	0,04	2,62	0,42	3,08	0,41	1,61
3,36	0,14	0,01	0,34	5,00	0,14	2,27	0,21	2,62	1,38	0,52
2,94	0,14	0,01	0,27	5,00	0,51	2,10	0,38	3,00	1,80	0,90
3,01	0,07	0,11	0,33	5,00	0,38	1,98	0,25	2,64	1,77	0,67
3,03	0,09	0,03	0,30	5,00	0,29	2,11	0,25	2,65	1,69	0,70
2,80	0,08	0,01	0,43	5,00	0,30	2,23	0,32	2,85	1,48	0,80
3,00	0,06	0,04	0,34	5,00	0,16	2,74	0,35	3,23	1,18	1,12
2,82	0,07	0,10	0,60	5,00	0,34	2,44	0,35	3,13	1,17	1,18
2,88	0,06	0,01	0,61	5,00	0,18	2,49	0,36	3,03	1,37	0,61
2,69	0,04	0,07	0,69	5,00	0,12	2,76	0,33	3,27	1,35	1,06
3,02	0,05	0,01	0,64	5,00	0,18	2,73	0,32	3,23	1,06	1,10
2,54	0,07	0,03	1,06	5,00	0,06	2,85	0,33	3,24	1,14	1,22
2,75	0,05	0,01	0,40	4,94	0,09	2,70	0,39	3,18	1,39	1,01
3,76	0,08	0,08	Н.о.	5,00	0,99	1,93	0,26	2,98	1,77	0,30
2,60	0,01	0,08	Н.о.	5,00	0,24	2,90	0,26	3,40	0,41	Н.о.
3,00	0,04	0,01	"	4,95	0,23	2,79	0,26	2,28	1,61	1,19
2,33	0,07	0,05	0,34	4,95	0,04	2,44	0,36	2,84	0,96	0,85
2,73	Н.о.	0,13	0,30	5,00	0,24	2,13	0,30	2,77	Н.о.	0,87
2,65	"	0,09	0,32	5,00	0,27	2,02	0,38	2,67	1,82	0,20
1,86	0,06	0,06	0,66	5,00	0,05	2,78	0,29	3,07	1,32	0,78
2,56	Н.о.	0,04	0,47	5,00	0,20	2,27	0,25	2,72	1,25	0,84
2,75	"	0,10	0,29	5,00	0,27	2,38	0,35	3,00	1,85	0,14
2,07	0,07	0,11	0,66	5,00	0,07	2,65	0,34	3,06	1,90	0,37

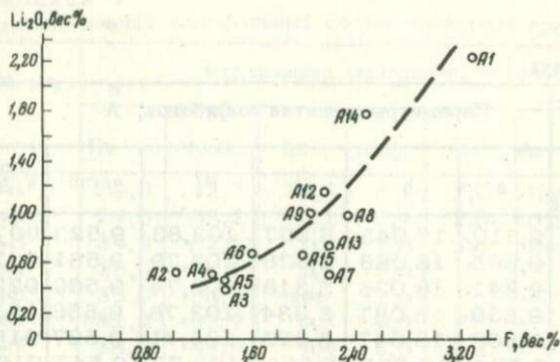


Рис. 10. Корреляция содержаний фтора и лития в щелочных амфиболах из гранитов

В соответствии с номенклатурой, предложенной в работах [18, 27], эти амфиболы в большинстве своем являются железистыми арфведсонитами ($X + A > 2,8$), реже — промежуточными членами между рибекитом и арфведсонитом, условно называемыми рибекит-арфведсонитами. Три из четырех рибекит-арфведсонитов отмечены в щелочных гранитах с астрофиллитом.

Важной особенностью этих амфиболов является прямая корреляция в них содержаний фтора и лития (рис. 10), и особенно между количеством фтора и величиной ($X + A$) в структурной формуле, которая характеризует содержание рибекитового минерала в амфиболе (рис. 11). Если считать, что арфведсониты характерны для более высокотемпературных условий [125, 30, 120], чем рибекиты, то такая зависимость могла бы свидетельствовать о падении активности фтора с понижением температуры в щелочногранитной системе. Однако не исключено, что изменение состава амфибола в изоморфном ряду рибекит — арфведсонит может быть связано не только с падением температуры [30]. Заметим только, что в случае участия в схеме изоморфизма между рибекитом и арфведсонитом оксония, который должен занимать вакантные позиции А в рибеките [130, 50], температура (или химический потенциал воды) может оказаться решающим фактором, определяющим состав амфибола. В этом случае станет понятным избыток воды в формулах рибекит-арфведсонитов (см. табл. 6).

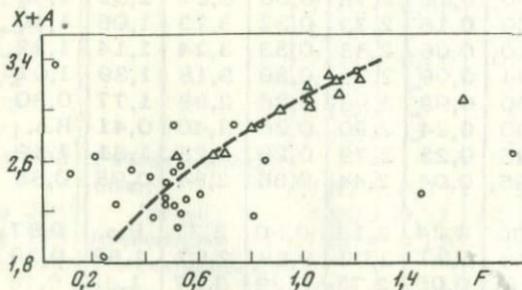


Рис. 11. Связь между содержанием фтора и содержанием рибекитового минерала ($X + A$) в амфиболах рибекит-арфведсонитового состава

Рис. 12. Диаграмма состав-параметр b для изоморфной серии рибекит - магнезиорибекит - эккерманит - арфведсонит

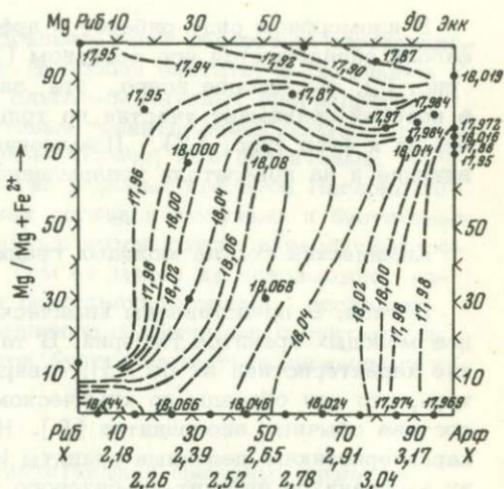


Рис. 13. Зависимость параметра b элементарной ячейки амфиболов от содержания рибекита (величина $X+A$ в формульной единице) (а) и от содержания фтора (б)

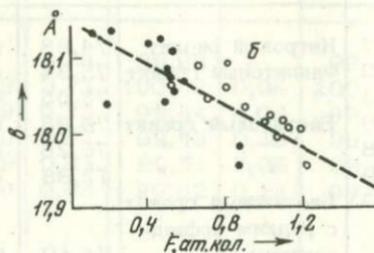
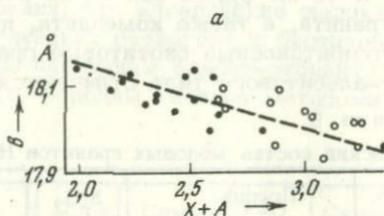
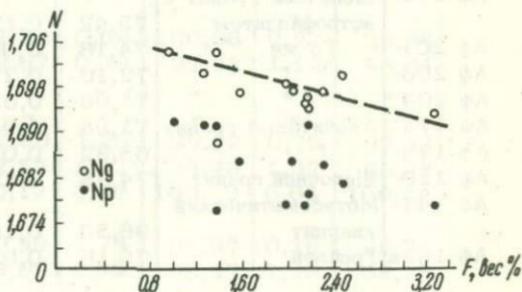


Рис. 14. Зависимость показателей преломления щелочных амфиболов от содержания в них фтора, по данным Борлей



В изоморфном ряду рибекит - арфведсонит параметры решетки амфибола определяются его составом [2], что иллюстрируется рис. 12. Но, скорее всего, эта зависимость является комплексной, в которой принимает участие не только рибекитовый минал в амфиболе, но и фтор (рис. 13). Повышение содержания фтора оказывает влияние и на показатели преломления амфиболов, снижая их (рис. 14).

Химический состав молодых гранитов

В табл. 9 представлены химические анализы исследованных образцов молодых гранитов Нигерии. В табл. 10 приведены петрохимические характеристики их по А.Н. Заварицкому. В целом следует отметить, что эти образцы по химическому составу мало отличаются от состава обычных апогранитов [8]. Например, по петрохимическим характеристикам щелочные граниты Нигерии близки к среднему составу апогранитов рибекит-альбитового типа, по А.А. Беусу и др., отличаясь от последних несколько более высоким коэффициентом аглаитности. В то же время они очень сходны и со средним составом щелочного гранита, а также комендита, по Дэли.

Колумбитоносные биотитовые граниты по сравнению с апогранитами биотит-альбитового типа отличаются более высоким коэффициентом аг-

Таблица 9

Химический состав молодых гранитов Нигерии *

№ обр.	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Аф 197	Натровый риолит	74,88	0,15	10,87	3,01	0,77	0,05
Аф 152	Фаялитовый гранит	75,34	0,19	12,03	0,28	1,62	0,04
Аф 161	" "	73,55	0,21	12,43	0,51	1,93	0,05
Аф 196	Биотитовый гранит	74,88	0,09	12,26	0,87	0,69	0,02
Аф 198	" "	76,26	0,02	11,98	0,53	0,84	0,03
Аф 150	" "	72,86	0,05	14,19	0,49	1,08	0,03
Аф 137	Биотитовый гранит с редким арфведсонитом	74,10	0,05	12,74	1,72	0,69	0,03
Аф 163	То же	74,54	0,07	13,26	0,91	0,70	0,18
Аф 145	Биотитовый гранит	74,82	0,05	12,74	0,53	0,84	0,03
Аф 202	Щелочной гранит с астрофиллитом	75,42	0,12	11,04	2,45	1,47	0,04
Аф 201	То же	74,18	0,08	12,10	1,26	1,39	0,01
Аф 206	" "	72,10	0,27	10,02	-	-	-
Аф 204	" "	71,06	0,03	10,39	-	-	-
Аф 174	Альбитовый гранит	71,98	0,04	12,26	1,77	1,39	0,05
Аф 173	" "	68,82	0,07	13,93	0,75	1,38	0,04
Аф 120	Щелочной гранит	74,38	0,12	11,56	1,72	1,93	0,03
Аф 141	Метасоматический кварцит	98,32	0,16	2,03	1,39	0,77	0,04
Аф 163а	Грейзен	70,16	0,07	12,41	0,70	7,12	0,03

* Химические анализы выполнены в Институте геохимии СО АН СССР

пайности, близким к единице, и сравнительной редкостью характеристики a^1 , несмотря на присутствие в породе биотита. В остальном они также близки к породам типа альбит-биотитовых апогранитов.

Кроме того, щелочные и биотитовые граниты очень богаты фтором, причем щелочные граниты значительно богаче, чем биотитовые.

Таким образом, химический состав молодых гранитов Нигерии не отличается существенно от типичных составов щелочных и биотитовых гранитов (или апогранитов), описанных неоднократно в различных регионах СССР [8, 15, 23, 57]. Тем не менее их невозможно назвать ни рибекит-альбитовыми, ни биотит-альбитовыми, поскольку они не обогащены альбитом по сравнению с обычными гранитами, и в дальнейшем эти два типа гранитов будут называться щелочными и биотитовыми.

Сравнительное сопоставление биотитовых и щелочных гранитов Нигерии с некоторыми типами апогранитов

В литературе уже имеются указания, что нигерийские щелочные (рибекитовые, по терминологии английских геологов) и биотитовые (колумбитоносные) граниты полностью идентичны альбит-рибекитовым и альбит-биотитовым апогранитам, т.е. породам типично метасоматичес-

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	F	П.п.п.	Сумма	F=O	Сумма
0,29	0,33	4,72	4,57	0,04	Нет	0,28	99,96	-	99,96
0,33	0,88	3,78	5,17	0,02	0,09	0,77	100,45	0,04	100,41
0,23	1,07	3,50	5,17	0,04	0,09	0,75	99,44	0,04	99,40
0,15	0,69	4,32	4,57	0,02	0,40	0,87	99,43	0,16	99,27
0,29	0,48	4,13	4,57	0,02	0,19	0,45	99,51	0,08	99,43
0,18	0,45	4,72	4,81	0,03	0,28	0,63	99,52	0,12	99,40
0,15	0,50	3,64	4,99	0,03	0,42	0,91	99,52	0,17	99,25
0,22	0,30	4,99	4,80	0,02	0,13	0,53	100,52	0,05	100,47
0,15	0,76	4,46	4,33	0,02	0,46	0,73	99,57	0,17	99,29
0,12	0,32	4,46	3,97	0,01	1,72	0,64	100,06	0,72	99,34
0,04	0,50	5,13	4,33	0,02	2,67	0,69	99,73	1,12	98,61
-	-	4,86	1,92	-	-	-	-	-	-
-	-	4,46	3,60	-	-	-	-	-	-
0,29	0,70	5,13	4,45	0,01	1,90	1,25	99,32	0,79	98,53
0,12	0,76	6,65	4,57	0,02	2,55	1,13	99,49	1,07	98,42
0,31	0,39	4,72	4,33	0,01	0,12	0,69	100,19	0,05	100,14
0,12	1,03	0,08	0,24	0,02	0,39	1,74	99,97	0,16	99,78
0,30	0,45	2,28	0,12	0,03	3,08	2,72	99,47	1,29	98,18

В.А. Писарской.

кого генезиса [8]. Действительно, имеющиеся в нашем распоряжении образцы также весьма напоминают некоторые типы "апогранитов". Это подчеркивается присутствием в породах альбита, его поздним характером, структурами реакционного замещения микроклина альбитом, коррозийными соотношениями некоторых других минералов, близостью химического состава исследуемых гранитов к апогранитам и другими аналогичными фактами. Однако сразу же следует отметить, что все эти факты не могут служить прямым доказательством метасоматического происхождения этих гранитов.

В настоящее время доказательством этого могут считаться следующие положения [40, 41, 43, 45]: 1) наличие метасоматической зональности, подчиняющееся законам диффузионного или инфильтрационного перемещения компонентов; 2) резкие границы замещения между зонами метасоматитов, на которых исчезает замещаемый минерал и появляется замещающий; 3) тенденция к мономинеральности при усилении интенсивности метасоматоза; 4) неустойчивые количественные соотношения между замещаемым и замещающим минералами.

Такие факты для молодых гранитов Нигерии пока не описаны. А структурные соотношения минералов с обилием явлений коррозии и перекристаллизации минералов могут проявляться в соответствующей обстановке и на магматическом этапе формирования горных пород.

В дополнение к этому не следует забывать, что в Нигерии широко представлены эффузивные аналоги щелочных и биотитовых гранитов, магматический генезис которых не вызывает сомнения. В тех образцах риолитов и порфиритов, которые нам удалось изучить, минеральный состав и последовательность кристаллизации минералов и химический состав пород мало отличаются от соответствующих гранитов. Эти факты сближают граниты и эффузивные их аналоги и заставляют считать магматический генезис большинства гранитов достаточно обоснованным.

Конечно, некоторые особенности молодых гранитов Нигерии требуют специального обсуждения с точки зрения их магматического генезиса. В частности, возникает вопрос о возможности сосуществования альбита и калиевого полевого шпата в магматических условиях. Кроме того, необходимо сопоставление особенностей гранитов типа молодых гранитов Нигерии с экспериментальными системами, моделирующими условия, в которых они могли бы возникнуть. Наконец, необходимо объяснение с магматической точки зрения альбитовых разностей гранитов и обогащения их многими редкими элементами. К этим вопросам мы перейдем после обзора данных по геохимии редких элементов в нигерийских гранитах.

По крайней мере, пространственная и генетическая близость риолитов и гранитов, близость их минерального и химического составов, сходная последовательность выделения минералов в риолитах и гранитах, отсутствие в гранитах четких закономерностей, присущих типичным метасоматическим породам, позволяет авторам считать обоснованной точку зрения геологов, изучавших молодые граниты Нигерии, о магматическом происхождении этих гранитов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ГРАНИТОИДАХ НИГЕРИИ

Общие замечания

В этом разделе приводятся данные по распределению щелочей (калия, натрия, лития и рубидия), стронция, бария, бериллия, олова, редкоземельных элементов, иттрия, циркония, гафния, ниобия и тантала в нигерийских гранитоидах. Выбор именно этих элементов обусловлен, с одной стороны, типоморфизмом большинства из них в гранитоидах, а с другой — способностью к накоплению, вплоть до рудных концентраций, многих из них в связи с молодыми гранитами Нигерии. Все аналитические работы выполнены в Институте геохимии СО АН СССР. Щелочи определялись методом фотометрии пламени (аналитик Д.Х. Николаева) со средней относительной ошибкой 3% для калия и натрия и 10–15% — для рубидия и лития. Чувствительность метода 0,01% для калия и натрия и 0,1 μ /г — для рубидия и лития.

Стронций и барий определялись спектрально (Е.С. Костюкова) при чувствительности метода 3–5 μ /г с относительной ошибкой 10–20%. Содержание олова (аналитик В.А. Легейдо) и бериллия (аналитик Л.Л. Петров) определялось также спектрально [22, 34], «а ниобия, тантала, циркония и гафния — спектрохимически [87, 142] В.Д. Цыханским и С.Н. Арбатской.

Определение содержаний редкоземельных элементов и иттрия выполнено [С.Р. Абрамовой] методом бумажной хроматографии [10, 13]. Средняя относительная ошибка в определении суммы редкоземельных элементов и иттрия — 20%, чувствительность — 0,0005%. Точность разделения индивидуальных редкоземельных элементов — 5–10%, чувствительность 0,5–1,5%.

Щелочи

Данные по содержанию щелочей в нигерийских гранитоидах приведены в табл. 11. Там же представлены некоторые геохимические соотношения щелочных элементов. В целом в породах кристаллического основания содержания рубидия и лития оказываются несколько ниже кларка для кислых пород [11]. Величина K/Rb отношения в гранитах основания и особенно в древних пегматитах превышает общепринятое значение для гранитных пород.

В нигерийских древних гранитах и пегматитах эта величина достигает 445–495, что несколько превышает даже среднее значение калий–рубидиевого отношения для сиенитов [86] и для двух образцов молодых граносиенитов Нигерии (Аф 176 и Аф 175).

В молодых гранитах наблюдается закономерное изменение содержания редких щелочей. Если в ранних риолитах и гранитах с фаялитом со-

Таблица 11

Содержание щелочей в гранитоидах Нигерии

№ обр.	Порода	K, вес. %	Na, вес. %	Rb γ/г	Li, γ/г	K/Rb	Mg/Li	Li/F
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Древние гнейсы и сланцы								
Аф 157	Биотитовый гнейс	3,1	2,2	164	104	200	-	-
Аф 134	Биотитовый гнейс с кордиеритом	1,1	0,8	140	8	79	-	-
Аф 182	Биотитовый сланец	Не опр.	Не опр.	300	90	-	-	-
Аф 133/1	Гнейс с гранитом	2,6	2,5	148	Не обн.	175	-	-
	Среднее	2,3	1,8	188	51	152	-	-
Древние граниты основания								
Аф 199	Гнейсовидный плагиогранит	4,0	2,4	252	100	158	-	-
Аф 178	Амфибол-биотитовый гранит	4,6	4,4	104	22	445	-	-
Аф 209	То же	4,4	2,4	164	34	270	-	-
Аф 209А	Пегматоидный биотитовый гранит	3,7	2,5	131	36	282	-	-
Аф 132	Биотитовый гранит	2,2	3,4	60	Не обн.	365	-	-
Аф 131	То же	3,3	3,8	98	"	335	-	-
	Среднее	3,7	3,15	152	32	243	-	-
Древние пегматиты								
Аф 133а	Мигматит, секущий гнейс							
	Аф 133/1	0,94	3,6	19	8	495	-	-
Аф 159	Лейкократовый пегматит	7,5	1,9	272	Не обн.	272	-	-
Аф 179	Лейкократовый пегматит	5,0	2,0	158	25	318	-	-
	Среднее	4,45	2,5	150	11	297	-	-
Молодые граниты								
Аф 197	Эгириновый риолит	3,8	3,5	240	80	158	36,5	-
Аф 122	Порфир	4,15	2,7	240	88	172	-	-
Аф 188	Риолит с обломками пород основания	4,9	2,7	200	Не обн.	245	-	-

Таблица 11 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Аф 189	То же	4,4	2,55	152	10	289	-	-
Аф 186	Кварцевый порфир	5,15	1,5	300	20	172	-	-
Аф 187	То же	3,8	2,95	242	Не обн.	157	-	-
Аф 184	Гранит-порфир	4,5	2,6	148	5	305	-	-
	Среднее	4,38	2,65	218	29	200		
Граниты с фаялитом								
Аф 152	Амфиболовый гранит с фаялитом	4,3	2,8	243	32	177	109	0,035
Аф 161	Амфиболовый гранит с фаялитом	4,0	3,0	Не опр.	Не опр.	-	-	-
Аф 125/А	То же	4,25	3,3	"	"	-	-	-
Аф 190	" "	4,5	2,6	130	8	345	-	-
	Среднее	4,28	2,95	187	20	261		
Граниты с биотитом								
Аф 196	Аляскит с биотитом	3,75	3,2	670	208	56	7,2	0,052
Аф 198	То же	3,8	3,1	682	180	56	16,3	0,095
Аф 145	" "	3,4	3,3	792	315	43	4,8	0,068
Аф 150	" "	4,0	3,4	980	420	41	4,3	0,150
Аф 163	" "	4,0	3,07	200	54	200	40,8	0,04
Аф 168	" "	2,2	4,1	170	20	130	-	-
Аф 137	" "	4,15	2,7	334	84	124	17,8	0,020
	Среднее	3,63	3,28	545	183	93	15,0	0,071
Гранит с гастингситом								
Аф 176	Граносиенит	4,6	4,4	96	4	450	-	-
Аф 175	"	2,4	4,6	52	20	460	-	-
	Среднее	3,50	4,5	74	12	455	-	-
Щелочные граниты								
Аф 202	Щелочной гранит	3,35	3,35	302	140	111	8,6	0,008
Аф 201	" "	3,5	3,6	296	108	118	3,7	0,004
Аф 120	" "	3,6	3,5	Не опр.	Не опр.	-	-	-
Аф 206	" "	1,6	3,65	164	50	97	-	-
Аф 174	Альбитовый гранит	3,65	3,9	634	500	57	5,8	0,026
Аф 204	Щелочной гранит	3,0	3,45	342	154	88	-	-
Аф 173	Альбитовый гранит	3,7	5,17	722	508	51	2,4	0,020
	Среднее	3,20	3,80	410	243	87	5,1	0,015
Грейзены								
Аф 163а	Мусковитый грейзен	2,2	0,12	840	920	24	3,3	0,03

Таблица 11 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Аф 141	Кварцевая по- рода	0,20	0,06	40	42	50	28,7	0,01
Аф 165	Грейзен	5,8	0,99	600	60	96	-	-
Аф 148	Кварцевая по- рода	0,18	0,06	124	25	15	-	-
	Среднее	2,10	0,33	403	252	83	-	-

держание рубидия и лития сохраняются на уровне кларковых, то в биотитовых гранитах (колумбито- и оловоносных) и щелочных гранитах они значительно превышают кларки. Калий-рубидиевое отношение в последних также резко отличается от общепринятого [11, 86]. В биотитовых гранитах оно может опускаться до 41, составляя в среднем 93, а щелочных гранитах - до 51. При этом наиболее низкое значение величины калий-рубидиевое отношение для щелочных гранитов достигается в альбитовых разностях, для которых характерны и наиболее высокие содержания лития.

В метасоматических грейзенах, генетически связанных с биотитовыми гранитами, наблюдается повышенное содержание рубидия, лития и низкое значение калий-рубидиевое отношение.

Таблица 12

Содержание щелочей в некоторых молодых гранитоидах Нигерии и других сходных по составу породах (по данным [62] [86] [102] и [103])

№ обр.	Порода	Место взятия	K	Na	Rb	K/Rb
1	2	3	4	5	6	7
<i>Вулканические породы</i>						
5937	Риолит	Лиру, Нигерия	3,7	2,9	250	145
5799	Комендит	" "	4,1	3,4	310	130
6585	"	Сардиния	4,2	3,6	380	110
6012	"	Новая Зеландия	3,6	4,7	180	200
3 P	Пантеллерит	Пантеллерия	5,1	4,0	200	200
2 P	"	"	3,8	5,0	180	210
5 P	"	"	3,8	3,5	160	240
1 P	"	"	4,3	5,1	150	290
4 P	"	"	4,1	4,8	140	290
4	Обсидиан	Остров Пасхи [62]	2,8	4,4	175	160
5	"	То же	3,1	3,9	150	213
<i>Плутоновские породы</i>						
5169	Эгирин-рибекитовый гранит	Лиру, Нигерия	4,3	3,7	160	270
5582	Рибекит-биотитовый гранит	Амо- Нигерия	3,5	3,2	230	155

Таблица 12 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
5684	То же		2,6	4,1	380	70
5963	Рибекит-астрофил- литовый гранит	Нью-Хемпшир, США	3,8	3,6	350	110
26272	То же	Южная Гренландия	3,3	3,8	270	120
6011	Эгириновый гранит	Роккал, Северная Атлантика	3,9	4,7	190	210
8	Рибекитовый гра- нит	Техас, США [86]	-	-	320	110
9	То же	"	-	-	270	100
10	" "	"	-	-	270	120
12	" "	"	-	-	650	60
13	" "	"	-	-	260	150
30	Биотит-рибекито- вый гранит	Оклахома, США [86]	-	-	150	280
31	Рибекитовый гранит	"	-	-	190	190
38	Щелочной гранит	Канада [86]	-	-	130	320
39	" "	"	-	-	150	290
40	Щелочной грани- тогнейс	"	-	-	160	430

Таблица 13

Величина K/Rb для молодых гранитов Лиру, по данным [103]

Последова- тельность формирования	№ обр.	Порода	Место взятия	K/Rb
6	5941	Альбит-рибекитовый гранит	Лиру	39
5	5169	Рибекит-эгириновый гранит	Р.Квоя	270
4	5946	Среднезернистый био- титовый гранит	На юге Лиру	77
4	5939	То же	На юге Лиру, среди- на обнажения	62
4	5938	"	На юге Лиру, несколь- ко метров от контакта с риолитом	64
3	5860	Арфведсонит-фаялито- вый гранит-порфир	К востоку от р.Баба	230
2	5799	Комендит	К северу от Корако	130
1	6138	Натровый риолит	К северу от Короффе	125
1	5937	Риолит	Около контакта с 5939	145
8	5965	Биотитовый микро- гранит	Комплекс Амо	105
7	5681	Альбит-рибекитовый гранит	" "	27
10	5985	Амфибол-биотитовый	Комплекс Амо	180
6	5579	Биотитовый гранит Териа	" "	210
3	5684	Рибекит-биотитовый гранит с астрофиллитом	" "	70
2	5955	Гранит-порфир	К северу от Амо Кэмп	265

Приведенные данные по рубидию и калий-рубидиевому отношению в нигерийских молодых гранитах в целом согласуются с уже имеющимися в литературе [101 - 103], которые приведены в табл.12 и 13.

По данным табл. 13 также видно, что наименьшие величины калий-рубидиевого отношения характерны для альбитовых разностей щелочных гранитов и для среднезернистых разностей биотитовых гранитов Лиру. Величина этого отношения даже для близких петрохимических типов пород зависит от положения породы в стратиграфической схеме интрузивной деятельности.

Также низкие величины калий-рубидиевого отношения отмечены в поздних разновидностях щелочных апогранитов Казахстана [57] и гранитов Тувы [32] в то время как более ранние биотитовые (для Казахстана) или щелочные граниты (для Тувы) характеризуются более высокими величинами этого отношения. Не случайно, что величина K/Rb даже предлагалась как показатель эволюции молодых гранитов [101, 102].

Бериллий

Содержания бериллия в гранитоидах Нигерии приведены в табл. 14. В древних гнейсах и гранитах они находятся на уровне кларковых [11], резко понижаясь в древних пегматитах. В образцах молодых гранитов средние содержания бериллия превышают кларк этого элемента в гранитах. Отмечаются резко повышенные содержания бериллия в щелочных гранитоидах (для эффузивных разностей - Аф 197 и Аф 122, а для интрузивных - все образцы. Повышенные содержания бериллия уже отмечались для щелочных гранитов Сибири [136]. При этом было показано, что бериллий может более интенсивно рассеиваться в решетках породообразующих минералов щелочных гранитов по сравнению с нормальными.

Обычно поведение бериллия считают геохимически тесно связанным либо с кремнием и алюминием [7], либо с летучими компонентами, в частности с фтором [34]. Данные по нигерийским гранитам в целом не противоречат этим положениям, поскольку, например, биотитовые и особенно щелочные граниты очень богаты фтором.

В то же время содержание бериллия в молодых гранитах Нигерии прямо коррелируется с коэффициентом агпаитности ($r = 0,70 \pm 0,14$ с вероятностью в 1 σ). Чем выше коэффициент агпаитности в породах, тем выше содержание бериллия.

Интересно сопоставление содержаний бериллия также с величиной калий-рубидиевого отношения в породах, которая некоторыми авторами рассматривается как показатель глубины эволюции гранитов [102]. На рис.15, на который нанесены данные табл.11 и 14, видно, что древние и некоторые молодые гранитоиды располагаются в области высоких значений калий-рубидиевого отношения и низких концентраций бериллия. Эволюция молодых гранитов приводит к появлению, с одной стороны, щелочных гранитов с максимальными содержаниями бериллия и минимальной величины калий-рубидиевого отношения, а с другой - к грей-

Таблица 14

Содержание бериллия (в $\gamma/\text{г}$) в гранитоидах Нигерии

№ обр.	Порода	Содержание Be
Древние гнейсы и сланцы		
Аф 157	Биотитовый гнейс	11,0
Аф 134	Гранат-биотитовый гнейс с кордиеритом	1,3
Аф 182	Биотитовый сланец	7,3
Аф 192	Мигматизированный гнейс	2,8
Среднее		5,6
Граниты основания		
Аф 199	Гнейсовидный плагиогранит	8,7
Аф 178	Амфибол-биотитовый гранит	3,3
Аф 209	" "	4,5
Аф 132	Биотитовый гранит	1,4
Аф 131	" "	5,3
Среднее		4,7
Древние пегматиты		
Аф 133a	Мигматит	3,8
Аф 159	Лейкокрастовый пегматит	0,6
Аф 179	" "	0,7
Аф 208	" "	0,9
Среднее		1,5
Молодые граниты		
Риолиты		
Аф 197	Эгириновый риолит	17,5
Аф 122	Порфир	24,0
Аф 188	Риолит с обломками основания	3,9
Аф 189	" "	6,3
Аф 186	Кварцевый порфир	16,0
Аф 187	" "	5,0
Аф 184	Гранит-порфир	4,5
Аф 191	Фельзит-порфир	5,8
Среднее		10,4

Таблица 14 (окончание)

1	2	3
Граниты с фаялитом		
Аф 152	Амфиболовый гранит с фаялитом	11,5
Аф 125	" " "	2,7
Аф 190	Амфиболовый гранит с фаялитом	4,2
Среднее		6,1
Граниты с биотитом		
Аф 196	Аляскит с биотитом	4,0
Аф 198	" "	13,8
Аф 145	" "	5,1
Аф 150	" "	6,9
Аф 163	" "	8,7
Аф 168	" "	8,0
Аф 137	" "	12,0
Среднее		8,4
Граниты с гастингситом		
Аф 169	Амфибол-биотитовый гранит	20,0
Аф 176	Граносиенит	4,0
Аф 175	"	5,0
Среднее		9,7
Щелочные граниты		
Аф 202	Щелочной гранит	6,4
Аф 201	" "	14,5
Аф 206	" "	10,0
Аф 204	" "	17,5
Аф 174	Альбитовый гранит	14,5
Аф 173	" "	15,0
Среднее		12,9
Грейзены		
Аф 141	Кварцевая порода	1,0
Аф 165	Грейзен	3,5
Аф 148	Кварцевая порода	0,3
Среднее		1,6

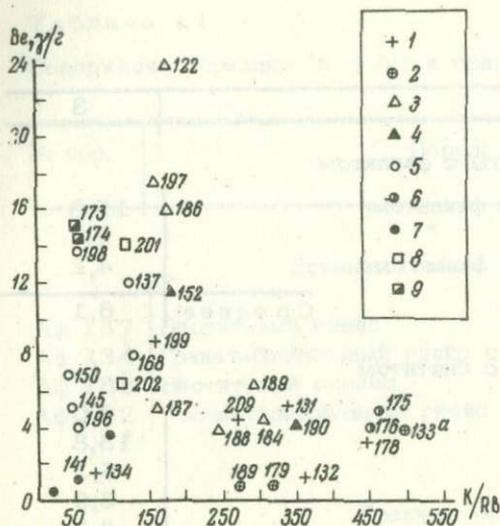


Рис. 15. Величина K/Rb и содержания бериллия в гранитоидах Нигерии

1 - древние граниты; 2 - древние пегматиты; 3 - молодые риолиты; 4 - молодые фаялитовые граниты; 5 - молодые биотитовые граниты; 6 - граносиениты; 7 - грейзены; 8 - щелочные граниты; 9 - щелочные альбитовые граниты

зенам с малыми величинами как содержания бериллия, так и калий-рубидиевого отношения. Между этими типами пород расположены биотитовые граниты.

Стронций и барий

Содержание стронция и бария в гранитоидах Нигерии приведены в табл. 15. Только в древних гнейсах содержания этих элементов оказались близкими к кларкам в гранитах [9, 11, 82], резко отличаясь от них во всех остальных разновидностях. В древних гранитах содержания бария и стронция превышают их кларки в гранитоидах и достигают значений, характерных для некоторых диоритов [82]. Даже в древних пегматитах содержания стронция и бария оказываются повышенными. Молодые гранитоиды резко отличаются от древних значительно более низкими содержаниями стронция и бария. Исключением из этого правила являются только образцы граносиенитов (Аф 175, Аф 176). В риолитах содержание стронция на порядок меньше кларка, а содержание бария меньше кларка в 3-4 раза. В особенности низкие содержания стронция отмечаются в биотитовых гранитах, несколько повышаются они в щелочных гранитах. Видимо, низкие содержания стронция характерны и для щелочных гранитов других регионов (табл.16). Щелочные граниты также отличаются низкой величиной Ba/Sr , а наиболее высокая величина этого отношения отмечена в биотитовых гранитах.

Обычно для гранитоидов устанавливается корреляционная связь стронция с кальцием [82], а бария с калием [62]. В риолитах, гранитах с фаялитом соотношение бария к калию равно $(5-7) \cdot 10^{-3}$. Она увеличивается в биотитовых гранитах до $15 \cdot 10^{-3}$ и в грейзенах до $20 \cdot 10^{-3}$, резко уменьшается в щелочных гранитах ($2,4 \cdot 10^{-3}$).

Таблица 15

Содержание стронция и бария в гранитоидах Нигерии (в γ /г)

№ обр.	Порода	Sr	Ba	Ba/Sr*	Ba/K*	Sr/Ca
1	2	3	4	5	6	7
<i>Древние гнейсы</i>						
Аф 157	Биотитовый гнейс	340	1000	2,94	0,032	-
Аф 133/1	Гранат-биотитовый гнейс	190	250	1,32	0,010	-
Аф 134	Гранат-биотитовый гнейс с кордиеритом	150	930	6,2	0,085	-
	Среднее	226	725	3,48	0,042	-
<i>Граниты основания</i>						
Аф 199	Гнейсовидный плагио-гранит	220	1800	8,2	0,045	-
Аф 178	Амфибол-биотитовый гранит	800	4300	5,4	0,093	-
Аф 209	То же	260	3600	13,8	0,082	-
Аф 132	Биотитовый гранит	670	2200	3,3	0,100	-
Аф 131	"	750	740	1,0	0,022	-
	Среднее	540	2530	6,3	0,068	-
<i>Древние пегматиты</i>						
Аф 133а	Мигматит	370	660	1,8	0,070	-
Аф 159	Лейкократовый пегматит	80	620	7,8	0,083	-
Аф 179	Лейкократовый пегматит	800	4600	5,7	0,092	-
Аф 208	"	150	830	5,5	-	-
	Среднее	350	1680	5,2	0,082	-
<i>Молодые граниты</i>						
<i>Риолиты</i>						
Аф 197	Эгириновый риолит	13	100	7,7	0,0030	0,004
Аф 122	Порфир	5	35	7,0	0,0008	-
Аф 188	Риолит с обломками основания	33	850	25,7	0,0173	-
Аф 189	То же	50	100	2,0	0,0023	-
Аф 186	Кварцевый порфир	20	220	11,0	0,0043	-
Аф 187	"	27	60	2,2	0,0016	-
Аф 184	Гранит-порфир	34	220	6,5	0,0049	-
Аф 191	Фельзит-порфир	5	60	12,0	-	-
	Среднее	23	206	9,3	0,0049	-
<i>Граниты с фаялитом</i>						
Аф 152	Амфиболовый гранит с фаялитом	90	300	3,3	0,0070	0,010

Таблица 15 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Аф 125 А	То же	48	400	8,3	0,0094	-
Аф 190	То же	27	230	8,5	0,0051	-
	Среднее	55	310	6,7	0,0072	-
Граниты с биотитом						
Аф 196	Аляскит с биотитом	Сл.	340	340	0,091	-
Аф 198	Аляскит с биотитом	4	35	8,7	0,0009	0,0008
Аф 145	" "	5	34	6,8	0,0010	0,0007
Аф 150	" "	8	30	3,7	0,0007	0,0018
Аф 163	" "	Сл.	100	100	0,0025	-
Аф 168	" "	14	130	9,3	0,0059	-
Аф 137	" "	11	170	15,4	0,0041	-
	Среднее	6	119	69	0,015	0,0014
Граниты с гастингситом						
Аф 169	Амфибол-биотитовый гранит	16	190	11,9	-	-
Аф 176	Граносиенит	70	1600	22,8	0,041	-
Аф 175	"	750	1300	1,7	0,0665	-
	Среднее	278	1030	12,1	0,054	-
Щелочные граниты						
Аф 202	Щелочной гранит	6	50	8,3	0,0015	0,0019
Аф 201	" "	63	80	1,3	0,0023	0,126
Аф 206	" "	7	70	10,0	0,0044	-
Аф 204	" "	8	40	5,0	0,0013	-
Аф 174	Альбитовый гранит	100	120	1,2	0,0033	0,0143
Аф 173	" "	120	70	3,5	0,0019	0,0026
	Среднее	34	72	4,9	0,0024	0,0078
Грейзены						
Аф 141	Кварцевая порода	8	70	8,7	0,035	0,0008
Аф 165	Грейзен	170	1150	6,8	0,020	-
Аф 148	Кварцевая порода	Не обн.	8	8	0,004	-
	Среднее	59	410	7,8	0,020	-
Другие породы						
Аф 136	Молодой долерит	240	100	0,42	-	-
Аф 183	Базальт четвертичный	900	810	0,90	-	-
Аф 180	Пироксенит	100	100	1,0	-	-

* Средние отношения взяты как средние арифметические из частных отношений.

Таблица 16

Стронций и кальций в щелочных гранитоидах [62, 82]

№ обр.	Порода, местонахождение	Содержание Са, %	Содержание Sr, γ /г
1	2	3	4
A-97	Рибекитовый гранит, г.Агамен-Тикус, Мэн, Новая Англия	0,29	28
A-129	Ультращелочной гранит, штот Пибоди, Массачусетс	0,79	72
4	Щелочной риолит, остров Пасхи	0,80	30
4746	Риолит, Пантеллерия	Не обн.	100
26272	Рибекит-астрофиллитовый гранит, Южная Гренландия	"	38
6011	Эгириновый гранит, Роккал, Северная Атлантика	"	42

Редкоземельные элементы и иттрий

Содержание редкоземельных элементов (р.э.), иттрия и расшифровки их спектров приводятся в табл. 17.

Древние граниты характеризуются повышенным по сравнению с кларком в гранитоидах [72] содержанием суммы р.э. и иттрия. Все спектры р.э. в них резко цериевые, с обычными соотношениями лантана к церию, празеодимия к неодимию, диспрозия к гольмию и т.д. [72].

В древних пегматитах содержание суммы р.э. и иттрия снижается примерно до кларка, а в спектре - в среднем несколько увеличивается относительное содержание иттрия.

В большинстве разновидностей молодых гранитов (кроме риолитов) наблюдается повышенное содержание суммы р.э. и иттрия. Спектры р.э. в них главным образом цериевые. Исключением являются щелочные граниты и риолиты, для которых определены весьма высокие относительные содержания иттрия и иттриевых р.э. Повышенные содержания иттрия также отмечены для молодых щелочных гранитов и риолитов Нигерии и некоторых других регионов (табл. 18) Батлером и Смитом [102].

Сравнение соотношений иттрия к сумме р.э. и коэффициента агпаитности щелочных гранитоидов различных регионов показывает обратную корреляционную связь между ними (рис.16). Наиболее высокими коэффициентами агпаитности и низкими содержаниями иттрия в спектре р.э. характеризуются некоторые щелочные гранитоиды Сибири, наиболее низкими коэффициентами агпаитности и высоким содержанием ит-

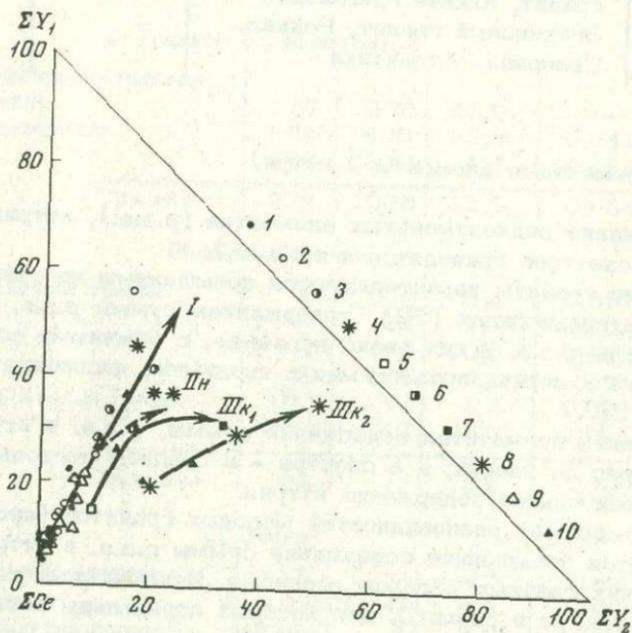
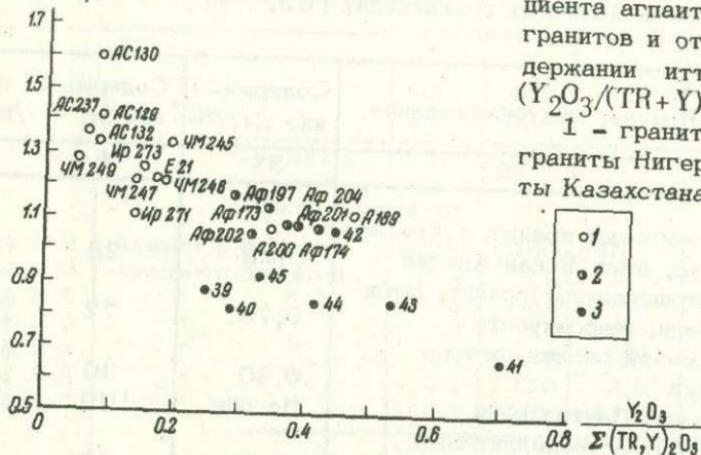
$$K.A. \left(\frac{Na+K}{Al} \right)$$


Рис. 17. Диаграмма эволюции р.э. в щелочных гранитоидах

1 - щелочные граниты Сибири; 2 - щелочногранитные пегматиты Сибири; 3 - альбитовые граниты с рибекитом и эгирином из Сибири; 4 - альбиты с астрофиллитом из Сибири; 5 - средний состав глубинных щелочных гранитов Казахстана; 6 - средний состав апикальных щелочных гранитов Казахстана; 7 - средний состав щелочных экзоконтактных пород Казахстана; 8 - состав пегматоидных экзоконтактных пород Казахстана; 9 - фаялитовые граниты Нигерии; 10 - щелочные граниты Нигерии

Таблица 17

Содержание редкоземельных элементов и иттрия в гранитоидах Нигерии (сумма $(TR + Y)_2O_3$ - в вес. %, индивидуальные р.э.э. и иттрий - в относ. % в сумме)

№ обр.	Порода	$(Tr+Y)_2O_3$	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd+Eu	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y+Tb
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Аф 133/1	Гранат-биотитовый гнейс	0,026	25,15	41,65	5,23	16,73	1,9	0,87	0,63	-	0,03	-	-	-	10,21
Гранит основания															
Аф 199	Гнейсовидный плагио-гранит	0,074	20,06	41,52	2,63	18,89	1,44	1,64	0,88	0,11	0,56	-	0,32	-	11,32
Аф 178	Амфибол-биотитовый гранит	0,148	23,64	37,60	5,18	14,27	2,52	5,69	0,91	0,46	0,73	-	-	-	9,01
Аф 209	" "	0,066	22,35	35,53	5,06	19,94	2,88	2,99	0,89	0,27	0,53	0,05	0,36	-	9,34
Аф 209/А	Биотитовый гранит	0,050	20,39	33,51	3,27	20,39	3,63	2,26	1,81	0,41	0,78	-	-	-	13,50
Аф 131	" "	0,053	19,14	44,41	4,45	9,15	6,12	5,10	1,70	-	0,34	-	-	-	13,26
Аф 132	" "	0,054	19,31	42,70	4,49	17,74	3,13	4,10	1,09	0,23	0,52	0,03	0,22	-	7,30
	Среднее	0,074	20,6	39,0	4,2	16,6	3,3	3,6	1,2	0,2	0,6	0,0	0,1	0,0	10,6
Древние пегматиты															
Аф 133а	Мигматит	0,056	13,92	29,49	1,79	14,39	4,96	8,57	1,18	-	1,07	-	-	-	24,63
Аф 159	Лейкократовый пегматит	0,035	20,74	38,62	4,26	20,02	0,60	1,80	1,80	-	-	-	-	-	12,60
Аф 179	" "	0,0115	20,71	30,31	3,52	22,73	5,00	6,50	0,64	-	-	-	-	-	10,75
	Среднее	0,034	16,5	32,7	3,2	19,1	3,50	5,6	1,2	-	0,4	-	-	-	15,8
Молодые граниты															
Риолиты															
Аф 197	Эгириновый риолит	0,048	13,30	20,29	4,78	13,59	3,99	5,05	4,61	0,69	2,49	0,17	1,84	0,09	29,12
Аф 122	Порфир	0,033	8,13	21,61	6,29	17,80	3,15	5,45	5,54	1,11	3,11	0,21	2,11	-	25,49
Аф 188	Риолит с обломками пород основания	0,050	19,50	34,65	9,97	20,22	1,46	1,36	1,55	0,20	0,40	0,05	0,25	-	10,39
Аф 189	То же	0,046	16,54	34,16	3,84	16,45	4,68	4,07	2,19	0,35	1,12	0,08	0,62	0,04	15,86
Аф 186	Кварцевый порфир	0,045	20,00	25,78	2,95	16,03	7,34	7,69	2,77	0,50	1,00	0,12	0,59	-	15,23
Аф 184	Гранит-порфир	0,010	23,39	36,08	1,94	14,50	2,10	2,43	1,94	-	0,48	-	-	-	17,14
Аф 191	Фельзит-порфир	0,040	15,28	24,92	2,33	17,95	4,95	5,15	4,16	0,77	2,62	0,11	2,73	0,22	18,81
	Среднее	0,038	16,6	28,2	4,6	16,7	4,0	4,5	3,2	0,5	1,6	0,1	1,2	0,0	18,8
Граниты с фаялитом															
Аф 152	Амфиболовый гранит с фаялитом	0,13	11,73	28,91	9,59	13,75	4,97	6,10	3,80	0,40	4,22	0,48	3,84	0,58	11,63
Аф 190	То же	0,041	24,54	32,79	2,42	22,28	2,66	2,10	1,79	0,37	0,94	-	0,88	-	9,23
	Среднее	0,085	18,13	30,85	6,02	18,02	3,81	4,10	2,78	0,39	2,58	0,24	2,36	0,29	10,43
Граниты с биотитом															
Аф 196	Аляскит с биотитом	0,28	10,90	19,00	2,63	12,07	2,53	2,89	7,45	0,31	2,07	0,19	2,26	0,19	37,51
Аф 198	" "	0,077	19,39	27,85	4,15	15,36	4,86	2,54	2,94	0,44	2,77	0,11	3,15	0,07	16,37
Аф 145	" "	0,05	23,82	23,94	1,68	14,91	2,56	2,30	3,90	0,28	1,90	0,10	1,50	0,07	23,04
Аф 150	" "	0,054	31,72	28,51	4,65	19,26	2,02	2,43	0,92	0,20	1,02	0,05	1,06	-	8,16
Аф 168	Аляскит с биотитом	0,042	23,62	44,53	4,23	14,86	4,44	3,68	0,80	-	0,25	-	-	-	3,59
Аф 137	" "	0,048	10,94	47,11	3,61	6,49	2,89	3,84	1,05	0,55	1,00	0,09	0,70	0,09	21,66
	Среднее	0,092	20,0	31,8	3,5	13,8	3,1	2,9	2,8	0,3	1,5	0,1	1,4	0,1	18,5
Граниты с гадингситом															
Аф 169	Амфибол-биотитовый гранит	0,077	15,19	38,27	2,58	15,30	3,24	3,12	1,30	0,55	1,32	-	1,00	-	18,13
Аф 176	Граносиенит	0,056	23,59	34,23	5,83	17,81	2,40	2,50	2,71	0,20	0,40	-	-	-	10,33
Аф 175	" "	0,033	19,15	31,97	4,00	13,69	4,00	4,72	3,28	-	-	-	-	-	19,19
	Среднее	0,055	19,1	34,7	4,1	15,6	3,2	3,4	3,1	0,2	0,6	-	0,3	-	15,7
Щелочные граниты															
Аф 202	Щелочной гранит	0,043	7,35	18,27	4,37	13,26	5,92	5,33	6,10	0,88	3,54	0,15	3,16	0,15	31,52
Аф 201	" "	0,12	3,68	11,51	2,16	10,64	4,58	6,43	6,37	2,23	4,13	0,19	3,39	0,06	44,58
Аф	" "	0,13	6,69	14,11	2,04	7,29	4,26	4,60	7,01	1,42	5,93	1,09	6,90	0,75	37,91
Аф 173	Альбитовый гранит	0,062	8,75	19,96	2,32	8,22	3,14	4,05	4,81	1,30	4,33	0,49	6,78	1,24	34,62
Аф	" "	0,13	7,81	16,29	1,92	9,97	3,28	4,00	5,97	0,71	4,18	0,26	3,29	0,22	41,80
	Среднее	0,097	6,9	16,4	2,6	9,9	4,3	4,9	6,1	1,3	4,55	0,4	3,9	0,5	38,3
Грейзены															
Аф 165	Грейзен	0,03	22,72	38,14	4,55	13,67	3,53	7,85	2,48	0,13	0,34	-	0,30	-	6,29
Аф 148	Кварцевая порода	0,011	10,31	28,12	8,80	14,11	7,12	5,65	5,15	0,33	1,01	-	1,01	-	18,39
	Среднее	0,020	16,5	33,2	6,7	13,9	5,3	6,7	3,8	0,24	0,7	-	0,7	-	12,3

трия - щелочные гранитоиды Казахстана [57] а щелочные гранитоиды Нигерии занимают промежуточное положение.

Такое же промежуточное положение они занимают на диаграмме $\Sigma \text{Ce} - \Sigma \text{Y}_1 - \Sigma \text{Y}_2$ [57], представленной на рис. 17.

В табл. 19 приводятся три расшифровки спектров р.з.э. в арфведсонитах из щелочных гранитов Нигерии.

Таблица 18

Содержание иттрия (в $\mu\text{г}$) в щелочных гранитоидах [102]

№ обр.	Порода, местонахождение	Y	№ обр.	Порода, местонахождение	Y
1	2	3	4	5	6
5937	Риолит, Лиру, Нигерия	180			
5799	Комендит, Лиру, Нигерия	210	5746	Риолит, Пантеллерия	95
6585	Комендит, Сардиния	150	5751	Обсидиан	100
6012	Комендит, Новая Зеландия	160	6059	Обсидиан, Кавказ	90
3 P	Пантеллерит, Пантеллерия	200			
2 P	То же	180			
5 P	" "	160			
1 P	" "	150			
4 P	" "	140			
5169	Эгирин-рибекитовый гранит, Лиру, Нигерия	110			
5582	Рибекит-биотитовый гранит, Амо, Нигерия	290			
5684	Рибекит-астрофиллитовый гранит, Амо, Нигерия	200			
5963	Рибекит-астрофиллитовый гранит, Нью-Хэмпшир	90			

Таблица 19

Спектры р.з.э. и иттрия в арфведсонитах

№ обр.	(TR+Al ₂ O ₃)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd+Eu	Dy	Er	Y+Tb
Аф 202	0,040	12,71	27,52	6,43	24,74	5,47	6,31	-	-	16,5
Аф 201	0,081	6,13	12,39	4,75	6,36	6,17	6,17	2,37	2,85	52,73
Аф 174	0,065	7,02	23,66	5,44	7,29	6,53	6,53	-	1,09	42,43

Очевидно, что щелочные амфиболы не являются ни минералами-носителями, ни концентраторами р.э.э. и иттрия, как это уже указывалось для щелочных гранитоидов других регионов [57, 136]. Преобладающая часть их концентрации в породе сосредоточена в собственных минералах (редкоземельных танталониобатах, фторидах и т.п.).

Олово

Содержание олова в гранитоидах приведено в табл. 20. Как следует из этих данных, большинство гранитоидов, в том числе и граниты "основания", характеризуются повышенным содержанием олова по сравнению с его кларком [11, 51]. Исключением из этого являются образцы древних пегматитов, обладающие пониженным по сравнению с кларком в гранитах содержанием олова, и древние гнейсы, в которых содержание олова близко к кларковому.

Таблица 20

Содержание олова в гранитоидах Нигерии (в $\gamma/\text{г}$)

№ обр.	Порода	Содержание Sn
1	2	3
Древние гнейсы		
Аф 157	Биотитовый гнейс	6,0
Аф 134	Гранат-биотитовый гнейс с кордиеритом	5,2
Аф 133/1	Гранит-биотитовый гнейс	3,8
	Среднее	5,0
Граниты основания		
Аф 199	Гнейсовидный плагиогранит	10,0
Аф 178	Амфибол-биотитовый гранит	6,3
Аф 132	Биотитовый гранит	4,0
Аф 209	Амфибол-биотитовый гранит	6,8
Аф 131	Биотитовый гранит	25,0
Аф 209/А	" "	50,0
	Среднее	17,0
Древние пегматиты		
Аф 133а	Мигматит	1,5
Аф 159	Лейкократовый пегматит	4,9
Аф 179	" "	1,3
	Среднее	2,6

Таблица 20 (продолжение)

1	2	3
	Молодые граниты	
	Риолиты	
Аф 197	Эгириновый риолит	39,0
Аф 122	Порфир	38,0
Аф 188	Риолит с обломками основания	5,9
Аф 189	То же	6,0
Аф 184	Гранит-порфир	6,9
	Среднее	19,1
	Гранит с фаялитом	
Аф 152	Амфиболовый гранит с фаялитом	12,0
Аф 161	То же	34,0
Аф 125/А	" "	6,6
Аф 190	" "	5,0
	Среднее	11,9
	Граниты с биотитом	
Аф 196	Аляскит с биотитом	370,0
Аф 198	" "	19,0
Аф 145	" "	250,0
Аф 150	" "	5,8
Аф 168	" "	8,5
Аф 137	" "	13,8
	Среднее	111,0
	Граниты с гастингситом	
Аф 176	Граносиенит	9,8
Аф 175	"	8,5
	Среднее	9,2
	Щелочные граниты	
Аф 202	Щелочной гранит	21,4
Аф 201	" "	11,8
Аф 206	" "	56,0
Аф 120	" "	46,0
Аф 174	Альбитовый гранит	61,0
Аф 173	" "	71,0
	Среднее	49,0
	Грейзены	
Аф 163а	Апогранитный грейзен	10,0
Аф 141	Кварцевая порода	30,0
Аф 165	Грейзен	1600,0
Аф 148	Кварцевая порода	115,0
	Средняя	438,0

Отмечается весьма высокое содержание олова в щелочных гранитах и риолитах, которое в среднем более чем на порядок превышает кларковые. Высокое содержание олова вообще оказывается очень характерным для щелочных гранитоидов и некоторых других регионов [28, 136]. В то же время в них практически неизвестны находки касситеритов или других собственно оловянных минералов. Оказывается, олово очень интенсивно рассеивается в решетках породообразующих минералов щелочных гранитов, особенно в щелочных амфиболах и эгиринах [28, 136]. Этот факт подтверждается данными табл. 21, где приведены содержания олова в щелочных амфиболах из исследованных гранитов Нигерии.

Таблица 21

Содержание олова в щелочных амфиболах гранитоидов Нигерии

№ обр.	Аф 201	Аф 202	Аф 204	Аф 206	Аф 120	Аф 173	Аф 174
Содержание Sn, γ/г	150,0	135,0	575,0	800,0	210,0	230,0	500,0

Весьма высокими содержаниями олова характеризуются некоторые из биотитовых гранитов и грейзены, для которых характерна также высокая дисперсия содержаний.

Содержание олова в молодых гранитах прямо коррелируется с коэффициентом агпаитности пород. Например, коэффициент парной корреляции для изменения содержаний олова и коэффициента агпаитности имеющих в нашем распоряжении пород, кроме "ураганных" проб Аф 196 и Аф 145, составляет $+0,515 \pm 0,21$ в доверительном интервале $\pm 1\sigma$.

Одновременно с этой зависимостью существует прямая связь между содержанием олова в породе и содержанием его в щелочном амфиболе [136]. Поэтому нет оснований ожидать появления собственных фаз олова непосредственно в щелочных гранитах даже еще более высокой агпаитности.

Цирконий и гафний

Содержания циркония и гафния представлены в табл. 22. Все гранитоиды (древние и молодые), кроме образцов древних пегматитов, характеризуются повышенным содержанием этих элементов по сравнению с кларком в гранитах [11, 17, 78, 107]. В щелочных гранитоидах содержание этих элементов на порядок превышает кларковые. В целом по содержанию циркония эти данные согласуются с литературными [99, 102, 103], которые мы приводим в табл. 23.

Правда, имеющиеся в нашем распоряжении образцы в целом оказались более богатыми цирконием. Особенно это касается образцов ше-

Таблица 22

Содержание циркония и гафния в гранитоидах Нигерии (в γ / г)

№ обр.	Порода	Zr	Hf	Zr/Hf
1	2	3	4	5
Древние гнейсы и сланцы				
Аф 157	Биотитовый гнейс	265	3,8	69,7
Аф 134	Гранат-биотитовый гнейс с кордиеритом	100	1,1	91,0
Аф 182	Биотитовый сланец	580	8,1	71,5
Аф 133/1	Гранат-биотитовый гнейс	420	7,2	58,2
	Среднее	342	5,0	68,5
Граниты основания				
Аф 199	Гнейсовидный плагиогранит	650	10,0	65,0
Аф 178	Амфибол-биотитовый гранит	450	10,0	45,0
Аф 209	" "	1100	15,0	73,2
Аф 132	Биотитовый гранит	550	9,7	56,5
Аф 131	" "	900	20,0	45,0
Аф 209/A	" "	900	11,5	78,0
	Среднее	760	12,7	60,0
Древние пегматиты				
Аф 133a	Мигматит	65,0	1,6	40,6
Аф 159	Лейкократовый пегматит	25,0	0,9	28,0
Аф 179	Лейкократовый пегматит	61,0	1,5	40,5
Аф 208	" "	49,0	0,9	54,0
	Среднее	50,0	1,2	45,0
Молодые граниты				
Риолиты				
Аф 197	Эгириновый риолит	1600	47,0	34,0
Аф 122	Порфир	1000	26,0	38,5
Аф 188	Риолит с обломками основания	650	13,0	50,0
Аф 189	То же	440	9,0	49,0
Аф 186	Кварцевый порфир	420	14,0	30,0
Аф 187	" "	280	13,0	21,5
Аф 191	Фельзит-порфир	470	12,0	39,0
Аф 184	Гранит-порфир	700	17,0	41,2
	Среднее	690	18,9	36,5

Таблица 22 (окончание)

1	2	3	4	5
Граниты с фаялитом				
Аф 152	Амфиболовый гранит с фаялитом	570	12,6	41,3
Аф 125/А	То же	1000	14,0	71,5
Аф 190	"	430	7,5	57,2
	Среднее	670	11,4	59,0
Граниты с биотитом				
Аф 196	Аляскит с биотитом	385	17,5	22,0
Аф 198	"	70,0	4,5	15,5
Аф 145	"	120,0	12,0	10,0
Аф 150	"	230	16,0	14,3
Аф 168	"	600	10,0	60,0
Аф 137	"	430	9,0	47,8
	Среднее	305	11,5	26,5
Граниты с гастингситом				
Аф 169	Амфибол-биотитовый гранит	650	11,0	59,0
Аф 176	Граносиенит	320	10,0	32,0
Аф 175	"	860	9,2	93,5
	Среднее	610	10,1	60,0
Щелочные граниты				
Аф 202	Щелочной гранит	1030	26,0	39,5
Аф 201	"	510	18,0	28,3
Аф 206	"	2900	86,0	33,7
Аф 204	"	7800	110,0	71,0
Аф 120	"	1800	30,0	60,0
Аф 174	Альбитовый гранит	2100	69,0	30,4
Аф 173	"	590	8,9	69,0
	Среднее	2390	49,5	48,0
Грейзены				
Аф 163а	Апогранитный грейзен	300	17,0	17,6
Аф 141	Кварцевая порода	420	9,1	46,0
Аф 165	Грейзен	90,0	2,3	39,0
Аф 148	Кварцевая порода	650	65,0	10,0
	Среднее	365	23,1	15,8
Аф 136	Молодой долерит	120	2,2	54,3

Таблица 23

Содержание циркония в молодых гранитоидах Нигерии (99, 102).

№ обр.	Порода, местонахождение, комплекс	Zr, γ/г
1	2	3
Амфиболовые (гастингситовые) граниты		
5640	Комплекс Шер	430
5641	" "	500
5642	" "	270
5643	" "	440
5647	" "	550
5575	Комплекс Роп	460
5630	Комплекс Сара-Фир	490
5631	" "	690
5632	" "	590
5903	" "	1500
5578	Комплекс Джос-Букуру	490
5665	Комплекс Монгуна	390
5666	Комплекс Калери	510
5868	" "	420
5683	" "	860
5861	Комплекс Амо	330
5955	" "	220
5985	" "	400
Среднее		530
Биотитовые граниты		
5581	Комплекс Роп	130
5662	" "	170
5661	Комплекс Калери	130
5429	Комплекс Амо	140
5430	" "	350
5579	" "	240
5580	" "	420
5682	" "	110
5683	" "	270
6301	" "	380
5645	Комплекс Ярава	240
5648	Комплекс Шер	240
Среднее		235
Рибекитовые граниты		
5577	Комплекс Роп	470
5663	Богатый альбитом гранит	2200
5582	Гранит с биотитом, Амо	330

Таблица 23 (окончание)

1	2	3
5681	Комплекс Амо	1650
5684	" "	600
5858	Гранит с биотитом	300
5649	Комплекс Шер	1490
5650	" "	410
5651	" "	1080
5739	Богатый альбитом гранит	1190
5740	Комплекс Шер	1660
5741	" "	660
Среднее		1030

лочных гранитов, среди которых имеется один с содержанием $0,78\%$ ZrO_2 .

Биотитовые граниты имеют более низкие содержания циркония и гафния, и в этом отношении близкими к ним оказываются образцы грейзенов. По данным [99], имеется прямая корреляция содержания циркония и коэффициента аглаитности в молодых гранитах Нигерии ($r = +0,460$). Отношение циркония и гафния в древних породах довольно высокое, превышающее 60. Оно несколько понижается в древних пегматитах.

В молодых риолитах оно находится на уровне 36,5, и этот уровень соответствует величине циркониево-гафниевого отношения для молодых риолитов Нигерии, приведенных Бутлером и Томсоном [103]. Эта величина несколько повышается в гранитах с фаялитом. Очень низкая величина цирконий-гафниевого отношения в биотитовых гранитах (в некоторых разностях около 10) и грейзенах (в среднем 15,8). В щелочных гранитах эта величина оказывается высокой, достигающей в некоторых образцах 70. Наблюдается прямая корреляция величины цирконий-гафниевого отношения с коэффициентом аглаитности (рис.18).

Борлей [98] было показано, что для щелочных гранитов высокие концентрации циркония могут наблюдаться в щелочных амфиболах. Этот факт подтверждается и нашими данными, приведенными в табл. 24.

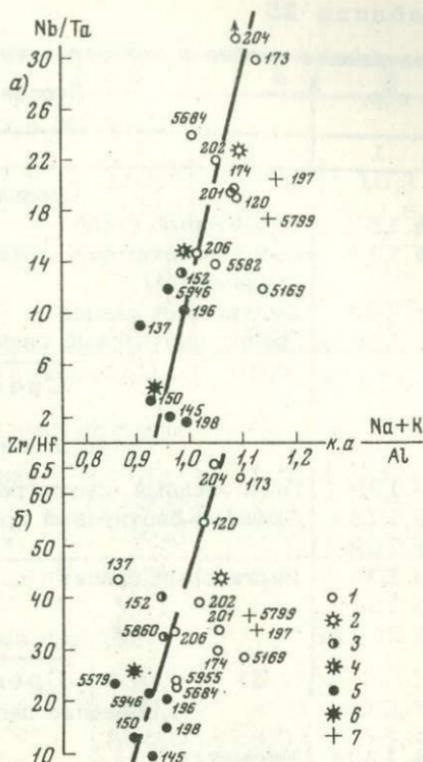
Таблица 24

Содержания окиси циркония (в %) в щелочных амфиболах

№ амфибола	Аф	Аф	Аф	Аф	Аф	Аф
	204	201	174	173	120	202
Содержание ZrO_2	0,13	0,084	0,29	0,092	0,079	0,067
ZrO_2 в амфиболе	0,17	1,65	1,38	1,56	0,44	0,65
ZrO_2 в породе						

Рис. 18. Зависимость соотношений Nb/Ta и коэффициента аргитности в молодых гранитах Нигерии

1 - щелочные граниты; 2 - средний состав щелочных гранитов; 3 - фаялитовые граниты; 4 - средний состав фаялитовых гранитов; 5 - биотитовые граниты; 6 - средний состав биотитовых гранитов; 7 - щелочные рилиты



Тем не менее количество циркония, по нашим данным, приходящееся на арфведсонит, редко превышает 10% всего имеющегося количества в породе. В основном все же содержание циркония в породе связано, видимо, с содержанием циркона. Содержание последнего особенно высоко в альбитовых щелочных гранитах.

Ниобий и тантал

Содержание ниобия и тантала приведено в табл. 25. Все образцы гранитоидов, кроме древних пегматитов, отличаются повышенными содержаниями ниобия и тантала, значительно превышающими кларки этих элементов в гранитоидах [11, 20]. В особенности они высоки для щелочных гранитов. Такие же высокие содержания ниобия и тантала характерны для нескольких образцов щелочных гранитоидов Нигерии, анализированных Бутлером и Смитом, и щелочных гранитоидов из других регионов (табл. 26).

В среднем содержания ниобия и тантала понижаются при переходе от кристаллических сланцев и гнейсов к гранитам основания и древним пегматитам. При этом соотношение ниобия и тантала в древних породах сохраняется приблизительно на уровне общепринятых [11, 20].

Таблица 25

Содержание ниобия и тантала в гранитоидах Нигерии (в γ/γ)

№ обр.	Порода	Nb	Ta	Nb/Ta
1	2	3	4	5
Древние гнейсы и сланцы				
Аф 157	Биотитовый гнейс	17,0	2,4	7,1
Аф 134	Гранат-биотитовый гнейс с кордиеритом	14,0	1,5	9,3
Аф 182	Биотитовый сланец	96,0	8,9	10,8
Аф 133/1	Гранат-биотитовый гнейс	42,0	7,5	5,6
	Среднее	42,2	5,1	8,2
Граниты основания				
Аф 199	Гнейсовидный плагиогранит	50,0	4,6	10,9
Аф 178	Амфибол-биотитовый гранит	23,0	3,0	7,7
Аф 209	" "	57,0	6,8	8,4
Аф 132	Биотитовый гранит	7,8	0,9	9,0
Аф 131	" "	70,0	4,0	17,5
Аф 209/A	" "	28,5	1,5	19,0
	Среднее	39,4	3,5	11,2
Древние пегматиты				
Аф 133а	Мигматит	5,5	1,0	5,5
Аф 159	Лейкократовый пегматит	12,0	3,2	3,7
Аф 179	" "	4,8	1,0	4,8
Аф 208	" "	5,8	0,8	7,3
	Среднее	7,0	1,5	5,3
Молодые граниты				
Риолиты				
Аф 197	Эгириновый риолит	310	15,0	20,6
Аф 122	Порфир	120	7,0	17,1
Аф 188	Риолит с обломками основания	142,5	6,0	23,7
Аф 189	То же	95,0	6,2	15,3
Аф 196	Кварцевый порфир	115,0	7,0	16,4
Аф 191	Фельзит-порфир	145	7,5	19,3
Аф 184	Гранит-порфир	155,0	8,0	19,4
	Среднее	153,0	8,3	18,4
Граниты с фаялитом				
Аф 152	Амфиболовый гранит с фаялитом	145,0	11,0	13,2
Аф 125/A	То же	55,0	3,2	17,2
Аф 190	"	75,0	4,2	17,8
	Среднее	91,5	6,1	15,0

Таблица 25 (окончание)

1	2	3	4	5
Граниты с биотитом				
Аф 196	Аляскит с биотитом	310,0	30,0	10,3
Аф 198	" "	85,0	48,0	1,8
Аф 145	" "	97,0	43,0	2,2
Аф 150	" "	250,0	72,0	3,5
Аф 168	" "	83,0	6,6	12,5
Аф 137	" "	135,0	14,5	9,3
Среднее		160,0	35,6	4,5
Граниты с гастингситом				
Аф 169	Амфибол-биотитовый гранит	116,0	5,0	23,1
Аф 176	Граносиенит	52,0	2,8	18,7
Аф 175	"	136,0	8,0	17,0
Среднее		101,0	5,3	19,1
Щелочные граниты				
Аф 202	Щелочной гранит	330,0	15,0	22,0
Аф 201	" "	95,0	4,8	19,8
Аф 206	" "	860,0	58,0	14,8
Аф 204	" "	1050,0	27,0	39,0
Аф 120	" "	210,0	11,0	19,1
Аф 174	Альбитовый гранит	930,0	47,0	19,8
Аф 173	" "	760,0	25,0	30,3
Среднее		605,0	26,8	22,6
Грейзены				
Аф 163	Апогранитный грейзен	140,0	36,0	3,6
Аф 141	Кварцевая порода	200,0	23,0	8,7
Аф 165	Грейзен	13,0	3,1	4,2
Аф 148	Кварцевая порода	620,0	120	5,2
Среднее		162,0	45,5	3,5

Исключением являются древние пегматиты, в которых оно смещено в сторону тантала. Для молодых гранитов средние содержания ниобия и тантала колеблются в интервалах соответственно 91,5-605 и 5,3-45,5 $\gamma/\text{г}$. В биотитовых и щелочных гранитах содержания этих элементов оказываются более высокими по сравнению с более ранними риолитами и гранитами. Средние содержания ниобия и тантала в грейзенах оказываются близкими к таковым для биотитовых гранитов. Соотношение ниобия и тантала для молодых гранитов несколько понижено лишь для биотитовых гранитов (для некоторых разностей до 1,8) и

Таблица 26

Содержание ниобия и тантала (в γ/Γ) в некоторых щелочных гранитоидах [14, 102]

№ обр.	Порода, местонахождение	Nb	Ta	Nb/Ta
5937	Риолит, Лиру, Северная Нигерия	140	9,3	15,0
5799	Комендит, там же	200	11,5	17,5
6585	Комендит, Сардиния	140	11,0	12,5
6012	Комендит, остров Майор, Новая Зеландия	95	7,4	13,0
3 P	Пантеллерит, Пантеллерия	370	18,5	20,0
2 P	" "	350	Не опр.	
5 P	" "	340	17,0	20,0
1 P	" "	260	12,0	21,5
5746	Риолит, Пантеллерия		3,8	
5169	Эгерин-рибекитовый гранит, Лиру, Нигерия	80	6,5	12,0
5582	Рибекит-биотитовый гранит, Амо, Нигерия	70	5,1	14,0
5684	Рибекит-астрофиллит-биотитовый гранит	110	4,6	24,0
X 1356	Альбит-рибекитовый гранит, Лиру, Нигерия	1750	150	11,7
3 575	Рибекит-эгириновый гранит, Лиру, Нигерия	150	15,0	10,0
168	Биотитовый гранит, Рэйфилд-Гона, Джос, Нигерия	180	30	6,0
1001	Биотитовый гранит, Джос, Нигерия	110	14,0	8,0
350	Биотитовый гранит, Вом, Нигерия	230	18,0	12,8
MB 695	Арфведсонитовый порфир, Сайя, Нигерия	140	14,0	10,0
5963	Рибекит-астрофиллитовый гранит, Нью-Хэмпшир, США	150	Не опр.	-
26272	Рибекит-астрофиллитовый гранит, Южная Гренландия	275	"	-
6011	Эгириновый гранит, Роккал, Северная Атлантика	150	4,3	35,0
5946	Биотитовый гранит	-	-	12
5939	" "	-	-	9
5938	" "	-	-	5,5

Таблица 27

Содержание окиси ниобия в арфведсонитах из щелочных гранитов Нигерии

№ обр.	Аф 204	Аф 201	Аф 174	Аф 120	Аф 202
Содержание Nb_2O_5	0,16	0,020	0,043	0,033	0,044
Nb_2O_5 амфибол	0,105	2,10	0,46	1,57	1,33
Nb_2O_5 порода					

грейзенов. Оно повышено для риолитов и резко повышено для щелочных гранитов (для некоторых разностей до 39). В последних оно может достигать соотношения в рокалите [102]. Для образцов молодых гранитов наблюдается прямая корреляция между величиной ниобий-танталового отношения и коэффициентом агаптности породы (см. рис. 18).

Арфведсониты из щелочных гранитов могут иметь довольно высокие концентрации ниобия, что иллюстрируется табл. 27.

В трех из пяти случаев содержание ниобия в амфиболе может превышать его содержание в породе. Оценивая содержание амфибола в щелочных гранитах 3-5% (см. табл. 5, 7), количество ниобия, приходящееся на арфведсонит, видимо, не превышает 10% от общего содержания в породе. Большая же часть ниобия, видимо, концентрируется в астрофиллите (до 0,5%), по [102] ильмените и особенно в пирохлоре.

Некоторые общие особенности поведения редких элементов в гранитоидах Нигерии

Подводя итоги по предложенной выше информации о распределении редких элементов в гранитоидах Нигерии, в этом разделе мы кратко остановимся на сопоставлении древних и молодых гранитов и на поведении редких элементов в процессе эволюции древних и молодых гранитов. Для этих целей в табл. 28 приводятся средние содержания всех рассмотренных редких элементов и их соотношений для имеющихся в нашем распоряжении разновидностей пород.

1. Древние и молодые граниты. Древние и молодые граниты имеют некоторые общие геохимические черты, но в целом резко различаются друг от друга. И те, и другие характеризуются повышенными содержаниями ниобия, тантала, циркония, гафния, в меньшей степени олова. Но древние граниты резко отличаются от молодых более высокими содержаниями бария, стронция, более низкими ниобия, тантала, циркония, гафния, бериллия и рубидия, более высокими значениями отношений бария к калию и калия к рубидию. Другие геохимические характеристики гранитов (см. табл. 28) значительно меняются в процессе их эволюции и не могут служить критериями для различия.

Таблица 28

Средние содержания редких элементов и некоторые средние значения отношений геохимически близких пар редких элементов в гранитоидах Нигерии

Порода	Li	Rb	K/Rb	Be	Ba	Sr	Ba/K 10 ²	Sr/Ca 10 ³	(Tr + + Y) ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Sn	Nb	Ta	Nb/Ta	Zr	Hf	Zr/Hf
Древние гнейсы	51	188	152	5,6	725	226	4,2	-	0,026	10,2	5,0	42,2	5,1	8,2	342	5	68,5
Древние граниты	32	152	243	4,7	2530	540	6,8	-	0,074	10,6	17,0	39,4	3,5	11,2	760	12,7	60
Древние пегматиты	11	150	297	1,5	1680	350	8,2	-	0,034	15,8	2,6	7,0	1,5	5,3	50	1,2	45
Риолиты	29	218	200	10,4	206	23	0,5	-	0,038	18,8	19,1	153,0	8,3	18,4	690	18,9	36,5
Граниты с фаялитом	20	187	261	6,1	310	55	0,7	-	0,085	10,4	11,9	91,5	6,1	15,0	670	11,4	59
Граниты с биотитом	183	545	93	8,4	119	6	1,5	1,4	0,092	18,5	111,0	160	35,6	4,5	305	11,5	26,5
Грейзены	252	403	83	1,6	410	59	2,0	0,8	0,020	12,3	438,0	162	45,5	3,5	365	23,1	15,8
Щелочные граниты	243	410	87	12,9	72	34	0,2	7,8	0,097	38,3	49,0	605	26,8	22,8	2390	49,5	48,0

Редкие элементы в процессе эволюции древних гранитоидов

При переходе от древних гнейсов и сланцев через древние граниты к древним пегматитам происходит в среднем уменьшение содержания лития, бериллия, ниобия, тантала и увеличение величины отношений K/Rb , Ba/K , $Y/(TR+Y)$ и уменьшение отношений Nb/Ta и Zr/Hf .

Эти изменения находятся в соответствии с природой химических и минералогических превращений в древних гнейсах, которые описывались в петрографической части этой работы. Действительно, они вполне согласуются с выводом о возникновении "гранитов основания" в результате гранитизации и частичного плавления древних гнейсов.

Процесс гранитизации вообще способствует, например, понижению соотношений Na/Ta и Zr/Hf , как это было показано для гранитоидов Слюдянки [20] и Тувы [32]. Это обусловлено, с одной стороны, большей подвижностью ниобия и циркония по сравнению с танталом и гафнием в процессах их переноса с участием летучей фазы, что было отмечено А.С.Павленко [65, 66, 81] и Э.И.Пополитовым [32], а с другой — неустойчивостью в процессе гранитизации части темноцветных минералов в гнейсах и сланцах. Для процесса гранитизации типична тенденция к изменению пород в сторону кварц-полевошпатового состава. Если учесть, что темноцветные минералы и плагиоклаз являются концентраторами и носителями многих редких элементов (лития, бериллия, ниобия, тантала [32, 21]), то становится понятным отмеченное выше уменьшение содержаний и соответствующее изменение отношений рассмотренных редких элементов.

Специального рассмотрения заслуживает факт увеличения величины K/Rb при переходе от гнейсов к древним пегматитам. Такое увеличение отмечается, например, при гранитизации основных пород — габбро, диоритов [32].

В данном случае древние гнейсы также нередко представлены составами, близкими к диоритам, и увеличение K/Rb отношения при их гранитизации и палингенезе подтверждает эту геохимическую черту гранитизации. Не исключено, что этому способствовала щелочность гранитизирующих растворов, которая фиксировалась, например, в появлении щелочных амфиболов и пироксенов в некоторых наиболее микроклиновых разностях древних гранитоидов.

Таким образом, эволюция редких элементов в целом находится в соответствии с происхождением древних гранитоидов и пегматитов в результате гранитизации и палингенеза древних гнейсов и кристаллических сланцев.

Редкие элементы в процессе эволюции молодых гранитоидов

Как уже указывалось в гл. 1, эволюция молодых гранитов Нигерии достаточно сложна и нередко характеризуется чередованием щелочных (агпайтовых) и биотитовых (нормальных) гранитоидов. Судя по приведенным данным (см. табл. 9, 10), эффузивные и интрузивные циклы петрохимически однотипны, каждый характеризуется проявлени-

ем и агпайтовых и нормальных гранитоидов. Для интрузивных и эффузивных аналогов молодых гранитоидов в распределении редких элементов имеются и общие черты, и различия. В эффузивном цикле взаимоотношения агпайтовых и нормальных пород авторам достоверно неизвестны. Поэтому рассмотрим эволюцию интрузивного цикла и сравним с этими данными распределение редких элементов в эффузивных аналогах.

В интрузивном цикле молодых гранитов различаются две тенденции в эволюции. Первая тенденция – переход гранитов с фаялитом в биотитовые граниты и генетически связанные с последними грейзеновые породы. Эта эволюционная линия характеризуется последовательным увеличением содержания лития, рубидия, олова, ниобия, тантала и гафния, некоторым уменьшением содержания бериллия и циркония, последовательным уменьшением величин K/Rb , Nb/Ta и Zr/Hf .

Отмечается близость по геохимическим параметрам (см. табл. 28) биотитовых гранитов и грейзенов. Из всех анализированных разновидностей "молодых гранитов" они оказались ближе всего между собой по содержанию олова, ниобия, тантала, циркония, гафния и величин Nb/Ta Zr/Hf .

Вторая эволюционная линия (будем называть ее щелочной) – это переход гранитов с фаялитом в щелочные граниты и их альбитовые аналоги. В этом случае к поздним породам также увеличивается содержание лития, рубидия, олова, ниобия, тантала, гафния, бериллия, циркония. В противоположность первой ветви (будем называть ее биотитовой) в процессе эволюции увеличиваются отношения Nb/Ta , Zr/Hf , $Y/(TR+Y)$ и по-прежнему уменьшается величина K/Rb .

Охарактеризованные линии эволюции молодых гранитов удобно проследить на графиках зависимостей характерных отношений геохимически близких пар элементов от коэффициента агпайтности пород на рис. 16 и 18.

На этих рисунках нанесены точки анализов, приведенных в этой работе и опубликованных раньше [99, 102, 103]. Составы гранитов с фаялитом располагаются в центральной части роев точек, характеризуясь коэффициентом агпайтности, близким к единице, и соотношениями Nb/Ta и Zr/Hf , близкими к общепринятым [11]. Биотитовая ветвь эволюции сопровождается понижением коэффициента агпайтности пород и соотношений в них Nb/Ta и Zr/Hf . Щелочная ветвь эволюции приводит к увеличению как коэффициента агпайтности пород, так и величин Nb/Ta и Zr/Hf . При этом величина такого характерного геохимического отношения, как K/Rb , уменьшается в сторону биотитовой ветви эволюции и в сторону щелочной, являясь характерным критерием эволюции для обеих рассмотренных серий.

Эту величину даже предложено использовать для оценки возрастного положения пород в эволюционном ряду нигерийских гранитоидов [101].

Если сравнить представленные данные с распределением редких элементов в эффузивных аналогах молодых гранитов, то необходимо отметить в последних достаточно высокую величину K/Rb и даже в щелочных риолитах. Этот факт указывает на относительно ранний ха-

рактир возникновения риолитов по сравнению с гранитами. В отличие от риолитов граниты (особенно биотитовые и щелочные), по-видимому, следует отнести к наиболее поздним продуктам эволюции, образовавшимся из остаточных расплавов.

Трудно себе представить такую сложную схему эволюции гранитно-магматизма, которая бы прямо соответствовала последовательности пород в комплексах молодых гранитов Нигерии, когда должны были бы иметь место неоднократные их взаимные переходы. Например, следовало бы объяснить такой ряд дифференциации: гранит с фаялитом → биотитовый гранит → щелочной гранит → биотитовый гранит → щелочной альбитовый гранит и т.п.

Геохимические данные, на наш взгляд, скорее свидетельствуют в пользу независимого развития двух эволюционных рядов (биотитового и щелочного), о которых говорилось выше. Проявление каждого из них могло относиться к разным этапам развития магматических очагов, а последовательность их зависела от ряда региональных причин, на которых мы остановимся ниже.

ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ С УЧАСТИЕМ ЩЕЛОЧНЫХ
ГРАНИТОВ И СОПОСТАВЛЕНИЕ ИХ С НИГЕРИЙСКИМИ
МОЛОДЫМИ ГРАНИТАМИ

Краткий обзор характерных массивов щелочных гранитов

Щелочные граниты и их эффузивные аналоги (пантеллериты, комендиты, натровые риолиты) известны во многих местах земного шара, среди пород самого разного геологического возраста, начиная от докембрия и кончая палеогеном. Чаще всего они являются платформенными образованиями. Но отмечены примеры образования комплексов с участием щелочных гранитоидов и в орогенных регионах, например в связи андезитовыми лавами острова Дисепшен на южном окончании Южно-Шотландской дуги [77] и в некоторых других районах.

Остановимся на кратком обзоре некоторых наиболее характерных комплексов плутонических пород, в которых отмечены щелочные граниты и их эффузивные аналоги. При этом основной упор сделаем на характеристику эволюции пород, порядок выделения минералов и генезис конкретных пород. Эти данные необходимы для сравнения нигерийских гранитов с другими районами, а также с эффузивами, а следовательно, для суждения о генезисе.

Крупнейшая провинция щелочных гранитов в СССР описана на Кольском полуострове [3, 4, 6, 69, 88, 89, 91]. В этом регионе отмечаются крупные плутоны главным образом эгиринов-рибекитовых и эгириновых гранитов нижнепалеозойского [91] или докембрийского возраста [4]. В них выделяются две или три интрузивные фазы, и для них предполагается магматический генезис [88]. Они сложены главным образом, кварцем, микроклином, альбитом, эгирином и щелочным амфиболом. В качестве примесных минералов отмечались лепидомелан, энigmatит, астрофиллит, ширтолит, микролит, рутил, чевкинит, флюорит, магнетит и др. Наиболее ранним из темноцветных минералов является энigmatит, который замещается щелочным амфиболом и эгирином, а последний сам замещается рибекитом.

Характерна ассоциация рибекита с магнетитом. Особенно обогащены магнетитом эндоконтактные разности щелочных гранитов [3]. Пегматиты щелочных гранитов и поздние кварцевые жилы нередко обогащены астрофиллитом.

Щелочные граниты Кольского полуострова достаточно самостоятельные интрузивные образования, которые практически нацело слагают массивы, и генетическую связь их с другими магмами трудно предположить [91].

Крупная провинция палеозойских щелочных гранитов и связанных с ними пород также отмечена в Казахстане, одним из первооткрывателей которой является Д.С. Коржинский [12, 19, 36, 56, 57, 61, 71, 75]. Характерной особенностью этой провинции является приуроченность щелочных гранитов к более крупным массивам биотитовых гранитов, генетическая связь их с которыми признается большинством исследовате-

лей. Щелочные гранитоиды приурочены к апикальным частям массивов биотитовых гранитов. Они сложены кварцем, микроклином, альбитом, щелочным амфиболом, эгирином, астрофиллитом и большим количеством аксессуарных редкометалльных минералов [57, 75]. По некоторым сведениям, альбит часто замещает микроклин, а эгирин — щелочной амфибол. На генезис этих гранитов нет общей точки зрения. Ряд исследователей относит их к типично метасоматическим апогранитам [57, 71] сформировавшимся по биотитовым гранитам. Другие признают магматический генезис этих щелочных гранитов, связывая их с эволюцией гранитной магмы, давшей при кристаллизации и более ранние биотитовые граниты [12, 75]. Интрузивный характер щелочных (рибекитовых) гранитов отмечен также для Бет-пак-Далы [19].

В 1972 г. появилась книга "Редкометалльные граниты и проблема магматической дифференциации", в которой приводятся весьма солидные геологические и петрографические доказательства магматического генезиса "классических" массивов щелочных "апогранитов" Казахстана. Эти доказательства рассмотрены А.Н. Леонтьевым, С.М. Бескиным, В.И. Казариным и В.Н. Лариным.

К этой же провинции приурочены ряд массивов биотитовых гранитов с аксессуарным колумбитом [54-56, 60, 61]. Пространственная ассоциация этих пород сближает казахстанскую провинцию с нигерийской, хотя между ними имеются и различия.

Ряд массивов щелочных гранитов Хабаровского края и Приморья описан коллективом дальневосточных исследователей [58]. Некоторые из этих массивов, расположенные в верхнем течении р. Учуга в Хабаровском крае, входят в состав Ныгваганского комплекса. Среди этих гранитов преобладают рибекитовые, рибекит-эгириновые и астрофиллит-рибекитовые разновидности. В основном массивы однофазны и сложены щелочными гранитами. Они сопровождаются маломощными жилами грорудитов, сельсбергитов, бостонитов, аплитов, гранит-порфиров, а в контактовых частях — камерными пегматитами. Граниты сложены кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом, рибекитом, эгирином, астрофиллитом, реже энигматитом, лепидомеланом, титаномагнетитом, цирконом и некоторыми другими более редкими и вторичными минералами. Предполагается, что калиевый полевой шпат является более ранним минералом по сравнению с альбитом и замещается им. Рибекит нередко замещает энигматит, титаномагнетит и астрофиллит. Повсеместно рибекит замещается эгирином.

Сицинский массив щелочных гранитов расположен в Южно-Приморской складчатой зоне и сложен преимущественно миароловыми эгирино-рибекитовыми гранитами с участками существенно рибекитовых гранитов.

Граниты сопровождаются жилами грорудитов, сельсбергитов и шлирами пегматитов. Главные минералы щелочных гранитов: кварц, калиевый полевой шпат, альбит, рибекит и эгирин. Среди аксессуарных минералов известны энигматит, астрофиллит, титаномагнетит, циркон, ксенотим, чевкинит, колумбит (?), бастнезит, флюорит. Наиболее ранними минералами являются энигматит и титаномагнетит, которые замещаются рибекитами. Одновременно с рибекитом образовались кварц и ка-

лиевый полевой шпат. Альбит кристаллизовался в течение длительного промежутка времени, видимо, сразу после калиевого полевого шпата. Эгирины и астрофиллит относительно поздние минералы, которые замещают рибекит и энigmatит.

В среднем течении р. Буреи описаны семь массивов эгиринов-рибекитовых и рибекитовых гранитов и граносиенитов. Они по всем своим признакам аналогичны гранитам описанных выше массивов Дальнего Востока. Такие же щелочные граниты известны в хребте Даур, в зоне Биджано-Амурской депрессии мезозойской складчатости.

Крупная провинция палеозойских щелочных гранитов известна в Восточной Туве. Их геологическое положение, состав и геохимические черты подробно описаны в работах А.С. Павленко [63, 64], В.С. Кудрина [47, 48], Н.Е. Костина и многих геологов ВАГТ. Обычно здесь щелочные граниты являются заключительной интрузивной фазой массивов биотитовых гранитов, сиенитов и, возможно, нефелиновых сиенитов [47, 63, 64]. Одним из авторов с Э.И. Пополитовым детально изучались щелочные граниты северо-восточной части Тувы [132], данные по которой и приводятся ниже. В этом районе щелочные граниты слагают жильные тела и дайки, относящиеся к третьей заключительной фазе эволюции сиенитовых массивов. Породы первой фазы таких массивов сложены гастингсит-биотитовыми и катафорит-эгиринов-авгитовыми сиенитами, которые занимают от 30 до 95% площади выходов массивов.

Ко второй фазе отнесены гастингсит-биотитовые граносиениты и граниты, а также катафорит-рибекитовые граносиениты. Затем идут породы третьей фазы — щелочные граниты, с которыми генетически связаны пегматиты, несколько более поздние альбитовые щелочные граниты и наконец еще более поздние — альбититы. В ряду сиенит — граносиенит — щелочной гранит — щелочногранитный пегматит — альбитит наблюдается следующая последовательность формирования амфиболов: катафорит или гастингсит — катафорит-рибекит или гастингсит — арфведсонит — арфведсонит-рибекит — рибекит. Рибекиты характерны для наиболее поздних щелочно-гранитных образований — пегматитов и альбититов.

Щелочные граниты и их пегматиты сложены кварцем, микроклином, альбитом, щелочным амфиболом, эгирином и более редкими астрофиллитом, ильменитом, разнообразными акцессорными тантало-ниобатитами и силикатами редкоземельных элементов, цирколитом и др. В альбитовых гранитах альбит в количественном отношении превосходит микроклин, в альбититах количество альбита достигает 90%. В некоторых таких породах альбит является более поздним минералом, чем микроклин, причем последний замещается альбитом. Эгирин может замещать щелочной амфибол и нередко является единственным темноцветным минералом. Астрофиллит чаще всего фиксируется в наиболее поздних альбититах, где он замещает ильменит. Особенностью щелочных гранитов этого района является высокий коэффициент агпаитности (до 1,6). В гипсометрически более высоких участках рельефа наблюдался постепенный переход среднезернистых щелочных гранитов через микрозернистые разности в фельзитовые вплоть до эгириновых риоли-

тов. Последние слагают тела, имеющие форму пластов, для которых даечные тела более крупнозернистых гранитов являются своеобразными "корнями". Близкими по геологическому положению и составу к тувинским щелочным гранитам являются палеозойские гранитоиды Огнитского комплекса Восточного Саяна, породы которого описаны Ю.Б. Лавреневым [6, 9], В.И. Коваленко [23, 25, 26], Л.Н. Морозовым [59] и геологами Иркутского геологического управления. В состав комплекса входят в основном сиениты, по данным некоторых авторов, представляющие раннюю фазу и более поздние биотитовые и щелочные граниты. Четких взаимоотношений между биотитовыми и щелочными гранитами не установлено, но не исключено, что между ними возможны постепенные переходы.

Сиениты в основном гастингсит-биотитовые, но отмечаются катафоритовые и фаялитовые разновидности. Фаялит отмечался и в некоторых разновидностях щелочных гранитов [59]. Последние сложены кварцем, микроклином, иногда альбитом, арфведсонитом и эгирином. Кроме этих минералов наблюдались магнетит, ильменит и акцессорные циртолит, торит, пироксид. Альбит иногда замещает микроклин, а эгирин соответственно арфведсонит. Местами отмечается развитие арфведсонита по магнетиту. Последовательность кристаллизации минералов следующая: кварц + микроклин + магнетит + эгирин (?) —> кварц + микроклин + альбит + арфведсонит + эгирин. В тех разновидностях гранитов, в которых присутствует фаялит, он является наиболее ранним из темноцветных минералов, замещая арфведсонитом. Некоторые разновидности биотитовых гранитов здесь содержат акцессорный колумбит [24]. В других районах Восточного Саяна также известны щелочные граниты [16].

Крупной провинцией щелочных гранитов в СССР является Забайкалье. Этот регион послужил основой для выделения специальной субформации щелочных гранитоидов в общей формации щелочных пород, генетически связанных с гранитоидной магмой [90]. Характеристику этих пород приводим по данным Е.А. Нечаевой [90]. Интрузии щелочных гранитов (около 50 массивов) прослеживаются на протяжении 1400 км и приурочиваются к северной границе герцинид с их древним обрамлением в Забайкалье. Возраст их герцинский. Они слагают штоки, дайки и крупные плутоны. Это почти исключительно однофазные интрузии, которые нередко сопровождаются жилами грорудитов, сельсбергитов, сферолитовых щелочных порфиров, щелочных пегматитов и кварц-альбит-эгириновых жил. Массивы сложены щелочными гранитами, граносиенитами и сиенитами. Главные минералы щелочных гранитов: кварц, микроклин-пертит, альбит, щелочной амфибол (рибекит-арфведсонит или катафорит), эгирин, реже энigmatит и редкий биотит. Акцессорными минералами являются апатит, магнетит, циркон, сфен, флюорит, монацит, ксенотим, ортит, торит. Темноцветные минералы более поздние по сравнению с кварцем и микроклином, альбит образуется позже микроклина. С альбитом ассоциируют светлоокрашенный эгирин и флюорит. Самым поздним проявлением щелочных гранитов являются кварц-эгириновые альбитовые жилы с флюоритом. Считается, что щелочные граниты связаны с нормальными гранитами Даурского комплекса.

Некоторые авторы склонны придавать большую роль аутометасоматозу в формировании щелочных гранитов определенных массивов Забайкалья [83, 84]. Другие, наоборот, объединяют щелочные граниты с эффузивными породами в единые вулканоплутонические формации [4, 7] отдавая, таким образом, предпочтение магматическому способу их происхождения. Близкими к описанному забайкальскому типу щелочных гранитов являются мезозойские граниты юга Алданского шита [46, 58]. Однако раннемезозойские щелочные гранитоиды этого региона генетически связывают иногда с эволюцией долеритовой магмы [46].

Приведем несколько примеров проявления щелочных гранитов в других странах. Щелочные граниты известны в магматической серии Уайт-Маунтин Нью-Хэмпшира и Вермонта в США [77]. Ранними породами серии являются риолиты, андезиты и базальты в виде мощных потоков. Они пересекаются штоками и кольцевыми дайками щелочных и биотитовых гранитов (78% всех обнажающихся пород), сиенитов и кварцевых сиенитов. Здесь щелочные граниты генетически связываются с биотитовыми гранитами. Классическим районом развития комплексов с щелочными гранитами является район Осло в Норвегии [77]. По данным Т. Барта, в пермское время здесь произошло внедрение трахитовых лав (80% площади), базальтов и реже риолитов. Интрузивные породы являются несколько более молодыми и сложены на 67% сиенитами разного состава. С ними генетически связаны биотитовые граниты и натриевые граниты примерно в одинаковом соотношении друг к другу. В северо-восточной Корее А.А. Маракушевым описаны щелочные граниты в составе хакмусанского комплекса палеогенового возраста [53]. Главным образом это эгирин-рибекитовые граниты с участками существенно эгириновых гранитов, а также гранитов с лепидомеланом, энigmatитом, астрофиллитом и титаномagnetитом. Энigmatит и титаномagnetит - наиболее ранние из темноцветных минералов. Они замещаются рибекитом и астрофиллитом. Эгирин повсеместно развивается по рибекиту, а "шахматный" альбит № 0-10 по калиевому полевоому шпату. В этих гранитах отмечались зональные кристаллы калиевого полевого шпата, центр которых представлен анортоклазом, а периферия - микроклин-пертитом, и амфиболом, в котором центральная часть зерен сложена гастингситом, а периферическая - рибекитом. Дайки щелочных фельзитов в Шотландии описаны Дж.Фемистером [129]. Они приурочены к меридиональной зоне трещиноватости, которая пересекает массив гранитов (большая часть площади выходов) и диоритов Нортс Ро. Эта зона выходит из тела гранитоидов к северу от массива, и дайки щелочных фельзитов также выходят во вмещающие метаморфические породы. Предполагается, что инъекция остаточной магмы, давшей при кристаллизации щелочные фельзиты, происходила как раз в северном направлении. Интересны петрографические особенности так называемых порфиризовидных сферолитовых щелочных фельзитов, так как в них четко наблюдается последовательность кристаллизации минералов, а их магматический генезис не вызывает сомнения. Вкрапленники в них представлены идиоморфными кристаллами кварца и таблицами щелочного полевого шпата. Щелочной полевой шпат вкраплен

денников представлен натровым ортоклазом, иногда переходящим в микропертит. Реже в фенокристаллах отмечался водянопрозрачный санидин. Основная масса представлена микропегматитовыми сферолитами, которые внедряются друг в друга. В сферолитах принимает участие рибекит, реже в сростках с эгирином. Сферолиты цементируются кварцем. Таким образом, при образовании этих пород минералы кристаллизовались в следующем порядке: 1) вкрапленники: кварц + натровый ортоклаз, 2) основная масса: щелочной полевой шпат, затем рибекит, затем эгирин и наконец кварц. Отмечены каймы эгирина вокруг зерен рибекита.

Весьма крупная провинция раннемезозойских (а частично, возможно, и верхнепалеозойских) щелочных гранитов открыта в последние годы в Монгольской Народной Республике [25, 26]. Причем они проявлены как на северо-востоке страны (Северо-Восточный ареал), так и на юге (Южно-Гобийский пояс). В Северо-Восточном ареале массивы щелочных гранитов (Баян-Уланский, Дашибалбарский, группа Джидинских массивов и др.) пространственно и генетически тесно связаны с массивами биотитовых гранитов и аляскитов (отнесенных соответственно к так называемым стандартному и литий-фтористому геохимическим типам гранитоидов). Они представлены моношпатовыми гранитами, иногда граносиенитами, часто с миароловой текстурой, иногда сферолитовыми и фельзитовыми породами, сходными с только что описанными щелочными фельзитами Шотландии. В некоторых массивах установлены переходы щелочных гранитов в субвулканические и вулканические разновидности. Наиболее распространенные щелочные граниты представлены пертитовым щелочным полевым шпатом состава $Or_{43-63}Ab_{37-57}$ (60-65%), кварцем (30-35%), второстепенными кальциевым рибекитом (3-4%), эгирином (1,5-2%) и аксессуарными флюоритом, ильменитом и цирконом. Иногда в описываемых гранитах отмечаются шпировые щелочногранитные пегматиты с повышенным содержанием циркона.

Значительно более богатыми различными аксессуарными минералами являются щелочные граниты Южно-Гобийского пояса. Они слагают ряд массивов, образующих субширотную полосу (Южно-Гобийский пояс), и наиболее крупный из них, Хан-Богдинский, имеет площадь выхода пород более 1000 км². Кроме щелочных гранитов в пределах рассматриваемого пояса обнаружен массив псевдолейцитовых сиенитов. Массивы щелочных гранитов здесь сложены равномернозернистыми арфведсонитовыми или арфведсонит-эгириновыми гранитами и секущими их более поздними телами экеритов, грорудитов, щелочных пегматитов, часто с обильной редкометальной минерализацией (эльпидит, монацит, фторкарбонаты редких земель, астрофиллит, давидит, нептунит, армстронгит и другие). В некоторых разновидностях пегматитов отмечен энigmatит. Альбит встречается только в поздних экеритах, грорудитах и пегматитах. В последних имеются зоны существенно альбитовых пород, по-видимому, с наложенной альбитизацией, хотя во многих случаях есть основания считать альбит магматическим минералом. Для данных щелочных гранитов характерны весьма высокие коэффициенты аглаитности (до 2,0), рост содержания лития, рубидия, олова, фтора, цинка, ред-

коземельных элементов, иттрия, ниобия, циркония, тория в поздних породах, а также повышенные величины отношений ниобия к танталу и циркония к гафнию по сравнению с обычными гранитами и аномально низкие содержания стронция и бария. Вблизи некоторых массивов Южно-Гобийского пояса имеются дайки и штоки субвулканических (вплоть до стекловатых) аналогов щелочных гранитов.

Происхождение щелочных пород Северо-Восточного ареала связывается с эволюцией обычной гранитной магмы (в частности, с дегазацией насыщенных летучими компонентами ее частей), образовавшейся в сиалической коре. Генезис щелочных пород Южно-Гобийского пояса рассматривается с точки зрения плавления коры океанического типа, при котором из щелочного (или оливинового) базальта возможно выплавление и "пантеллеритовой" эвтектики, и образование калиевых недосыщенных кремнеземом щелочных пород. Щелочные граниты Монголии рассматриваются в основном как магматические образования.

Примеры проявления щелочных гранитоидов можно продолжить, но они во многом будут сходны с уже описанными случаями. Правда, нельзя не упомянуть классический пример щелочных гранитоидов Роккал в Северной Атлантике [132, 149], с описанным Х.С. Вашингтоном роккалитом, имеющим уникальную величину коэффициента агпаитности [2, 64] и обогащенного различными редкими элементами. Сводка по щелочным гранитам разных регионов приведена в работе [126], где продолжает развиваться также взгляд на связь платформенных щелочных гранитов с субсольвусными известково-щелочными гранитами.

В огромном большинстве случаев щелочные граниты слагают массивы, сформировавшиеся в приповерхностных условиях, и нередко в состав таких комплексов входят эффузивы и их туфы, иногда особенно обогащенные некоторыми редкими элементами. Примером такого комплекса, в состав которого в большом количестве входят эффузивы, может служить комплекс с островов Аскенн на южном окончании Атлантического рифта. Породы этого комплекса неоднократно описывались в литературе [93, 108, 131].

На островах широко представлены эффузивные породы, среди которых преобладают щелочные базальты или гавайты, переходящие через муджериты к пантеллеритовым кварцевым или кристабаллитовым трахитам. Граниты встречаются в виде блоков, расположенных в трахитах. Тилли интерпретирует их как продукты субвулканической кристаллизации, генетически связанные с пантеллеритовыми лавами [131, 138]. Блоки гранитов не содержат лаву каналов. Граниты сложены кварцем (возможно, иногда высокотемпературным), санидином, пертитом, эгирином, арфведсонитом, реже калиевым олигоклазом. В качестве аксессуарных минералов отмечены фаялит, энigmatит, циркон, пироклор, рутил и открытый здесь дэлит [135]. В первичных включениях из минералов этих гранитов отмечено стекло. Ранним минералом является щелочной полевой шпат, иногда в виде вкрапленников. Темноцветные минералы встречены в основной массе. Фаялит замещается арфведсонитом. Во вмещающих граниты трахитах и пантеллеритах более широко представлены энigmatит, фаялит, эгирин, щелочной

амфибол, зеленый пироксен, иногда эвдиалит. Магматическое происхождение этих гранитов не вызывает сомнения, хотя не исключена некоторая их перекристаллизация ниже температуры сольвуса.

Эффузивные аналоги щелочных гранитоидов, известные под названием пантеллеритов, комендитов и натровых риолитов и обсидианов, также хорошо изучены в различных районах. Классическим проявлением таких пород является остров Пантеллерия, геология и петрография пород которого описана Вашингтоном [147, 148]. Щелочные кремнекислые эффузивы здесь генетически связываются с трахитами, а последние с щелочными оливиновыми базальтами. Пантеллерит — это порфировая порода, вкрапленники которой представлены анортоклазом, иногда кварцем вместе с коссиритом (энигматитом), натровым пироксеном и местами оливином [105]. Основная масса может быть стекловатой или тонкокристаллической, сложенной полевым шпатом, кремнистыми минералами вместе с эгирином и касситеритом. Кроме того, встречены ильменит в сростках с фаялитом и натровым гаденбергитом и очень редкие магнетит и циркон. Близкие по составу пантеллериты и комендиты известны в Сардинии, где они также через трахиты генетически связываются с щелочными оливиновыми базальтами [119] в Западной и Экваториальной Африке [104] на Мадагаскаре [121] в Австралии [117] на Новой Зеландии [124] и в Японии [92, 127, 139]. В последнее время комендитовые лавы и туфы в ассоциации с трахитами описаны в штате Невада, США [128]. Они сложены натровым санидином, фаялитом, натрово-железистым пироксеном и девитрифицированным стеклом. В комендитах отмечен арфведсонит. В СССР такого типа эффузивы отмечены И.В. Беловым [5] и В.И. Финько [85]. Последний описал щелочные пемзы с вкрапленниками щелочного пироксена, чевкинита и циркона, обогащенные многими редкими элементами.

Подытоживая этот краткий обзор агпаитовых гранитоидов, отметим следующее.

1. Между плутоническими щелочными гранитами и их эффузивными аналогами существуют все промежуточные различия. И те, и другие сложены сходным набором минералов, хотя в эффузивных различиях парагенезис их является более высокотемпературным. Эффузивные агпаитовые кремнекислые породы нередко содержат повышенные содержания редкометалльных минералов и редких элементов, которые могут быть соизмеримы с содержаниями в редкометалльных апогранитах.

2. Намечаются три основные генетические ассоциации пород с участием щелочных гранитоидов:

А. Щелочные граниты (или их эффузивные аналоги), генетически связанные с сиенитовой или трахитовой магмой. Для пантеллеритов и комендитов в этом случае намечается связь через трахиты со щелочными базальтоидами. Примерами такого типа комплексов могут быть сложные массивы северо-восточной Тувы, в состав которых входят сиениты, граносиениты и щелочные граниты, а также комплексы района Осло, островов Пантеллерия, Сардиния и др. Породы этого комплекса обычно характеризуются парагенезисами минералов повышенной щелочности, нередко с фаялитом.

Б. Щелочные гранитоиды, генетически связанные с нормальной гранитной магмой. К этому типу ассоциаций могут быть отнесены многие щелочные граниты Казахстана, Шотландии, Индии, США, Монголии и других регионов. Не исключено, что большинство платформенных щелочных гранитов относится к этому и следующему типам.

В. Щелочные гранитоиды, не связанные с эволюцией каких-либо первичных типов магм. Они возникают, по-видимому, при палингенном выплавлении в условиях повышенной щелочности и, возможно, повышенного давления воды. К такого типа гранитам можно было бы отнести граниты Кольского полуострова, первая фаза которых, по А.А. Чумакову [88], возникла при частичном плавлении вмещающих гнейсов без существенного передвижения расплавленного материала; граниты Нигерии; массивы Южно-Гобийского пояса Монголии. По мнению ряда исследователей, щелочногранитные магмы могли возникнуть и при плавлении основных пород (может быть, океанической коры) за счет первоочередного выплавления пантеллеритовой эктектикой, по Д. Бэйли.

В некоторых случаях может наблюдаться сложный тип ассоциаций пород, включающий и сиениты (трахиты), и фаялитовые граниты, и нормальные граниты. Такого типа комплекс наблюдается; видимо, в молодых гранитах Нигерии.

3. Щелочные граниты обычно являются завершающими дифференциатами первых двух типов комплексов. Они могут внедряться как по кольцевым разломам в результате механизма кольдероупускания, так и по линейным системам разломов. По-видимому, кольцевые разломы и концентрическое строение массивов типа нигерийских молодых гранитов не являются обязательным условием для их возникновения. Тем более что по кольцевым разломам могут внедряться и ультраосновные — щелочные породы и даже обычные граниты [110].

4. Щелочные граниты и особенно апограниты отличаются от эффузивных аналогов наличием двух полевых шпатов (альбита и микроклина), т.е. своим субсолидусным характером. Жильные фельзитовые щелочные граниты и субвулканические либо приповерхностные их разновидности обычно уже моношпатовые (нередко пертитовые), а стекловатые их разновидности нередко характеризуются гомогенным характером моношпата. Такая эволюция полевых шпатов ничем не отличает щелочные гранитоиды от обычных [144]. Но щелочные граниты и апограниты нередко обогащены альбитом по сравнению с нормальным гранитом. Кроме того, пантеллериты и комендиты являются более меланократовыми породами и менее кремнекислыми по сравнению со щелочными гранитами.

5. Наиболее ранними минералами щелочных гранитов являются косцит (энигматит), фаялит, кварц, щелочной полевой шпат, натровый геденбергит и реже магнетит или титаномагнетит. Более редкими в этой группе минералов являются циркон, дэлит, чевкинит. Эти минералы могут встречаться в виде вкрапленников в пантеллеритах, комендитах, натровых риолитах и пемзах, а также в порфировидных разновидностях щелочных гранитов. Щелочной полевой шпат и кварц, видимо, могут выделяться в течение всего периода кристаллизации, поскольку они встречаются и среди поздних минералов. Специальная проблема —

соотношение калиевого полевого шпата и альбита в двушпатовых щелочных гранитах. Многие считают, что существование двух щелочных полевых шпатов в магматических породах невозможно, поскольку температура солидуса гранита заметно выше критической температуры субсолидуса в системе альбит - ортоклаз. Это положение, несомненно, оказало свое влияние на суждение о метасоматическом генезисе щелочных "апогранитов". Альбит должен был быть метасоматическим минералом, и из этого обычно исходили при интерпретации структур альбитсодержащих гранитов. И действительно, часто зерна альбита, более мелкие по размерам, чем зерна других минералов, обособляются в интерстициях последних, иногда образуют цепочковидные (прожилковидные) агрегаты в породах, что может свидетельствовать о более позднем характере альбита. В то же время зерна (лейсты) альбита обычны в виде включений в кристаллах других минералов, а сами включения их, как правило, не содержат. Имеются данные о прямой корреляции размеров зерен альбита и других минералов в рассматриваемых гранитах. Уже эти далеко не полные данные, противоречащие простому предположению о позднем характере альбита в щелочных гранитах, показывают большую сложность генетической интерпретации структур двушпатовых щелочных гранитов. Пока такая интерпретация удалась только для сходных структур литий-фтористых гранитов (онгонитов), для которых можно было проследить эволюцию структуры породы от стекловатой до закристаллизованной на ~50% [25]. Оказалось, что формирование своеобразных структур типа "снежного кома", приуроченность лейст альбита к интерстициям других минералов, включения альбита в кристаллах других минералов есть результат одновременной их кристаллизации из расплава при разных скоростях роста альбита, микроклина и кварца: у альбита минимальная линейная скорость кристаллизации и максимальная скорость зарождения центров кристаллизации, у кварца соотношение этих скоростей обратное. Последние экспериментальные данные по агпаитовым силикатным системам также не противоречат данным о возможности кристаллизации из расплава двух щелочных полевых шпатов. Все это, конечно, не исключает реальности и метасоматической альбитизации гранитов. Например, можно напомнить о "шахматном" альбите в гранитах, но это явление довольно типично и для обычных гранитов.

В заключение настоящего обзора напомним, что кроме редкометаллических щелочных гранитов в Нигерии имеются биотитовые колумбитоносные граниты. По минеральному и химическому составу и геохимической специфике они весьма близки к так называемым литий-фтористым редкометаллическим гранитам [26]; широко распространенным во многих регионах мира, и в частности в СССР (Восточная Сибирь), Монголии, США, ГДР, Чехословакии. Более детальное рассмотрение их петрологии и геохимии было сделано ранее в только что цитированной работе одного из авторов.

Щелочные амфиболы редко появляются в эффузивных аналогах щелочных гранитов (арфведсонит), и нет достоверных фактов об их присутствии во вкрапленниках эффузивов. Таково же положение астрофиллита. В щелочных гранитах арфведсонит обычно хотя и выделяется

позже энigmatита, но является нередко одним из относительно ранних минералов. Рибекитовые же разности амфиболов чаще появляются на поздних стадиях эволюции, во многих случаях с альбитом [30]. Самым поздним из темноцветных минералов является эгирин. С ним может иногда ассоциировать астрофиллит.

Таким образом, порядок выделения минералов в эффузивных и интрузивных разностях сходен и имеет приблизительно следующий вид:

- 1) кварц, щелочной полевой шпат, энigmatит, натровый геденберgit, фаялит; 2) арфведсонит, щелочной полевой шпат (или два), кварц; 3) рибекит, щелочной полевой шпат (иногда с альбитом), кварц, астрофиллит; 4) эгирин, щелочной полевой шпат (часто с альбитом), кварц, астрофиллит.

Минеральные парагенезисы щелочных гранитоидов

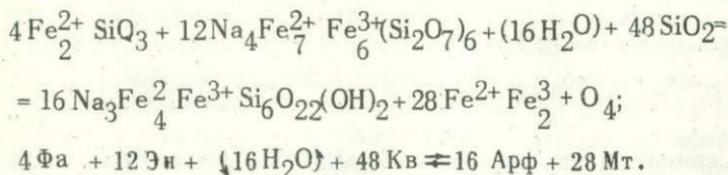
Минеральные парагенезисы щелочных гранитоидов относят к группе пород, обедненных кальцием. Они рассмотрены при условии инертного поведения кислорода А.А. Маракушевым и др. [53], а при условии вполне подвижного поведения кислорода — в работах [30, 32, 120]. Анализ минеральных парагенезисов проводился на основе фундаментальных работ Д.С. Коржинского [38, 39, 42].

Как уже указывалось в предыдущем разделе, вариации составов щелочных гранитоидов обычно обусловлены различным набором из следующего ряда минералов: калиевый полевой шпат, альбит, амфибол рибекит-арфведсонитовой серии, энigmatит, астрофиллит, эгирин, магнетит, фаялит. Эти минералы сложены следующими компонентами: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe , O_2 , MgO , Na_2O , K_2O , H_2O и F. Большинство из этих минералов характеризуется постоянством состава, приближающимся к наиболее чистым миналам. Исключением являются санидиновые и анортотлазовые полевые шпаты, которые встречаются только в высокотемпературных жильных или субвулканических телах, и щелочные амфиболы, состав которых может изменяться в пределах всей изоморфной серии рибекит-арфведсонит и частично рибекит-магнезио-рибекит. Не очень типичны парагенезисы с двумя темноцветными минералами, например Амф + Мт, Амф + Эг, Амф + Эн, Амф + Фа. В связи с этим было предположено, что многие щелочные граниты, хотя и не все, видимо, сформировались в условиях вполне подвижного поведения кислорода [30, 32]. Парагенезис альбита с калиевым полевым шпатом и кварцем может сформироваться при инертном поведении кремнезема, глинозема и одной из щелочей. В случае моношпатовых щелочных гранитов инертными компонентами, по-видимому, остаются кремнезем и глинозем. Принимая вполне подвижное поведение кислорода, необходимо железо тоже отнести к инертным компонентам в связи с присутствием темноцветного минерала. Остальные компоненты характеризуются вполне подвижным поведением.

В последующем своем анализе минеральных парагенезисов для упрощения будем рассматривать парагенезисы моношпатовых гранитов, т.е. только изменения темноцветных минералов, поскольку в этих реакциях

глинозем практически не принимает участия и полевые шпаты оказываются индифферентными фазами [42, 73]. Кроме того, исключим также из рассмотрения астрофиллит, как минерал, появление которого обусловлено дополнительным компонентом — титаном.

Судя по составу пантеллеритов, комендитов и субэффузивных щелочных гранитов, переход высокотемпературных эффузивных пород к относительно низкотемпературным интрузивным осуществляется при смене энigmatита и фаялита арфведсонитом и магнетитом. Этот переход может быть представлен в виде следующей схематической реакции:



Переход к интрузивной ассоциации осуществляется с поглощением воды и кварца. Экспериментальные исследования Эрнста показывают, что энigmatит не появляется при синтезе рибекит-арфведсонита при высоких давлениях воды (2000 бар) [111]. Но при низких давлениях, порядка 500 бар, энigmatит становится устойчивым минералом. Таким образом, повышение давления воды (или химического потенциала воды) способствует образованию интрузивной ассоциации минералов. Обычно повышение химического потенциала воды считается эквивалентным понижению температуры [37, 53]. Поэтому смену обсуждаемых парагенезисов можно объяснить более низкой температурой образования интрузивных щелочных гранитов по сравнению с эффузивными их аналогами. Экспериментальные же исследования Эрнста дают возможность также проследить условия перехода высокотемпературных щелочножелезистых минеральных парагенезисов в щелочные амфиболы или пироксены [111]. При этом, конечно, необходимо рассматривать влияние на анализируемые равновесия и дополнительного интенсивного параметра — фугитивности кислорода. По этим данным, переход энigmatитовых и фаялитовых парагенезисов в щелочноамфиболовые возможен при постоянных фугитивности кислорода и давления воды 500 бар в условиях падения температуры. Оценить влияние непосредственно фугитивности кислорода по этим данным трудно в связи с участием в ассоциациях с энigmatитом и фаялитом также эгрина, нехарактерного для таких природных парагенезисов.

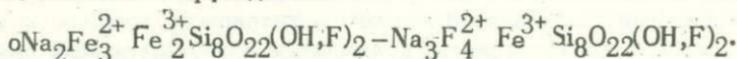
Наибольший интерес для анализа условий образования щелочных гранитоидов представляет рассмотрение зависимости состава щелочного амфибола от различных внешних условий.

Зависимость состава щелочного амфибола от внешних условий

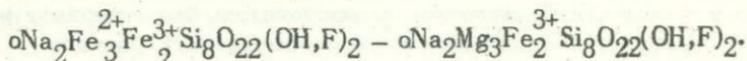
В щелочных гранитоидах широко распространены щелочные амфиболы изоморфной серии рибекит — арфведсонит и меньшим — серии рибекит — магнезиорибекит или арфведсонит — эккерманит [30]. Составы ми-

налов этих серий близки к принятым Диром и Хауи [18] и Суядиуса [134] и имеют следующий вид:

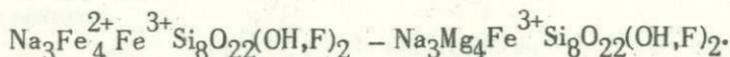
1. Рибекит - арфведсонит



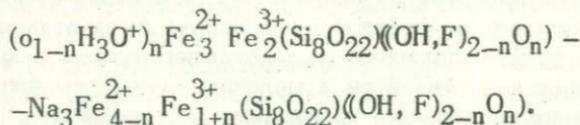
2. Рибекит - магнезиорибекит



3. Арфведсонит - эккерманит



Фактические материалы по составу амфиболов изоморфной серии рибекит - арфведсонит, собранные в последнее время, показывают следующее [27, 50, 68]. Во-первых, в структуру железистого рибекита в положение А может входить, видимо, ион оксония H_3O^+ . Во вторых, в анионной группе рибекит-арфведсонитов кроме воды и фтора, практически всегда присутствует кислород. В-третьих, степень окисленности железа в арфведсоните постоянно превышает теоретическую величину. В-четвертых, в среднем рибеките наблюдается больший избыток воды, чем в среднем арфведсоните, который может входить в положение А в виде оксония. Эти положения указывают на необходимость уточнения схемы изоморфизма в ряду рибекит - арфведсонит примерно в следующем виде:



Рассмотрим зависимость состава щелочных амфиболов от внешних условий. Для определенности будем рассматривать парагенезисы со щелочным амфиболом меньшей вариантности, чем обычно встречающиеся, т.е. анализ ограничиваем условием равновесности между двумя или даже тремя темноцветными минералами, находящимися в реакционных соотношениях. Предполагается, что реакции между ними идут равновесно.

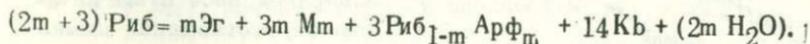
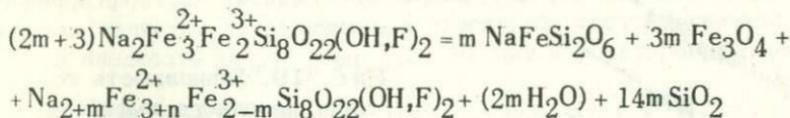
Это условие можно пояснить следующим примером. Любой из темноцветных минералов щелочных гранитов (рибекит, арфведсонит, эгириин, магнетит) может быть описан следующими набором компонентов: Si, Fe, O, Na, H_2O , F. Учитывая инертность железа и избыточность кварца в щелочных гранитах, состав амфибола в наиболее распространенных гранитах с этим одним темноцветным минералом, будет зависеть от соотношений химических потенциалов кислорода, натрия, воды, фтора, температуры и давления. Одновременно учесть их влияние пока практически невозможно. Поэтому, упрощая задачу, рассмотрим, с одной стороны, парагенезисы с несколькими темноцветными минералами.

а с другой, грубо оценим влияние главных параметров (температуры, химические потенциалы натрия и кислорода) на состав амфиболов, пренебрегая остальными.

Еще Мияширо подметил, что с падением температуры в щелочных породах происходит смена катафорита арфведсонитом и арфведсонита рибекитом [125]. Наблюдения над щелочными гранитами Сибири [30] также показали, что в ряду сиенит - граносиенит - щелочной гранит - пегматит - альбитит наблюдается та же смена амфиболов. Экспериментальные исследования по синтезу щелочных амфиболов [111] подтвердили, что арфведсонит устойчив при более высоких температурах, чем рибекит. Следовательно, в целом снижение температуры благоприятно смене арфведсонитового амфибола более рибекитовым. В свете этого факта демонстрируемая на рис. 1.1 прямая зависимость содержания фтора от содержания арфведсонитового минала в амфиболе очень показательна. Она может свидетельствовать в пользу предположения о понижении активности фтора с падением температуры в щелочногранитных системах. Обратное предположение о влиянии активности фтора на изменение состава амфибола в сторону арфведсонита, видимо, менее вероятно, поскольку одновременно при этом должно происходить замещение оксония на натрий, т.е. должна повышаться щелочность системы. Трудно себе представить одновременное повышение щелочности системы и активности такого кислотного компонента, как фтора. Поэтому при анализе учтена прямая зависимость активности фтора от температуры и обратная - для воды.

Парагенезис амфибол + эгирина + магнетит

Этот парагенезис сложен пятью компонентами: Na_2O , FeO , Fe_2O_3 , H_2O и F ($k = 5$). По правилу фаз Габбса эта система обладает четырьмя степенями свободы: $n = k + 2 - f = 5 + 2 - 3 = 4$. При условии $\mu_{\text{H}_2\text{O}} = \varphi_1(T)$ и $\mu_F = \varphi_2(T)$, а $p = \text{const}$ число степеней свободы сокращается до одной. Следовательно, состав амфибола в этом парагенезисе зависит от температуры, влияние которой оценивается с помощью реакции типа [42, 53]

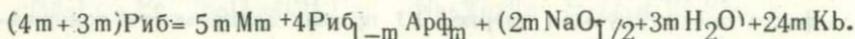


Образование более арфведсонитового амфибола сопровождается выделением воды (эндотермический эффект), что указывает на более высокую температуру образования арфведсонитов, чем рибекитов.

Подтверждением этому может служить факт отсутствия арфведсонитов из относительно низкотемпературных по сравнению с магматическими породами метаморфических щелочных гнейсов и железистых кварцитов, для которых как раз характерен парагенезис амфибол + эгирина + магнетит.

Зависимость состава амфибола в этом равновесии от внешних условий рассматривалась таким же способом, что и для тройного парагенезиса. Но в этом случае появляется дополнительная степень свободы, требующая учета влияния на состав амфибола химического потенциала натрия, поскольку это равновесие устойчиво в пределах дивариантного поля на диаграмме $\mu_{\text{H}_2\text{O}}(1/T) - \mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ (рис. 19). На ней построены

эквипотенциальные линии (при $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{const}$ по уравнениям с изменением состава амфибола [30, 42, 53]):



Из рис. 19 видно, что смещение состава амфибола в сторону арфведсонита возможно при повышении температуры (понижении химического потенциала воды) и понижении химического потенциала натрия. Обычное появление рибекита в альбитовых гранитах [30] свидетельствует об одновременном действии этих двух факторов - понижении температуры и повышении химического потенциала натрия, так как величина $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$ в этих рибекитах высока ($\text{Na}/(\text{Na}+\text{K}) > 0,86$). В то же время появление рибекита возможно и в породах без существенной альбитизации [91, 129], причиной чего, видимо, было понижение температуры. Величина $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$ в них меньше 0,86.

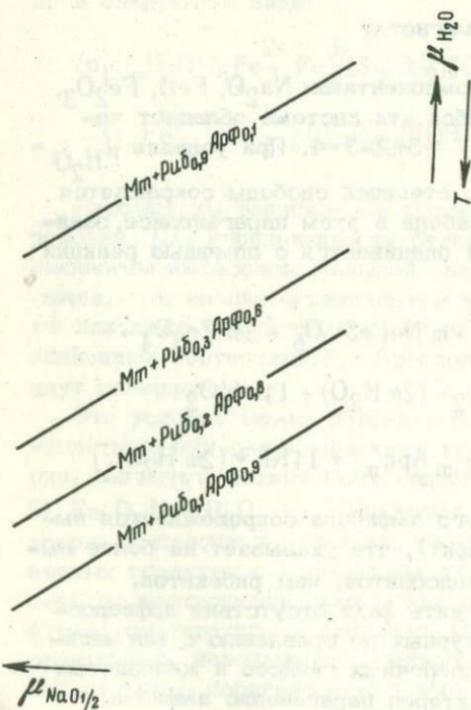


Рис. 19. Зависимость состава щелочного амфибола в парагенезисе с магнетитом от соотношений химических потенциалов воды и натрия

Парагенезис эгирина + рибекит + арфведсонит

Эквипотенциальные линии ($\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{const}$ для этого равновесия, изображенного в координатах $\mu_{\text{H}_2\text{O}}(1/T) - \mu_{\text{NaO}_{1/2}}$, описываются следующим уравнением:

$$(3+m)\text{Риб} + ((6m+3)\text{NaO}_{1/2}) + 2m\text{Кb} = 5m\text{Эг} + 3\text{Риб}_{1-m}\text{Арф}_m + (m\text{H}_2\text{O}).$$

Тангенс угла наклона этой линии имеет положительное значение. Следовательно, повышение химического потенциала натрия и понижение химического потенциала воды (повышение температуры) должно смещать состав амфибола в этом равновесии в сторону арфведсонита.

Таким образом, оценка влияния температуры на состав амфибола во всех парагенезисах, отмеченных в щелочных гранитах, показывает, что при постоянстве других факторов понижение температуры способствует образованию рибекитовых амфиболов. Роль химического потенциала натрия может быть двойкой. В парагенезисе амфибола с магнетитом повышение его благоприятно смещению состава амфибола в сторону рибекита, а в парагенезисе амфибола с эгирином - в сторону арфведсонита. В последнем случае, видимо, возможна эволюция щелочногранитных систем в сторону образования поздних низкотемпературных арфведсонитовых пород. Учитывая замещение натрия оксидом при переходе от арфведсонита к рибекиту, следует признать, что понижение температуры должно быть благоприятным фактором для этого перехода и в случае присутствия в щелочном граните только амфибола.

Все рассмотренные равновесные соотношения с учетом состава амфиболов изоморфной серии рибекит-арфведсонит изображены на рис.20.

Левая часть его представляет сечение пространственной диаграммы $\mu_{\text{O}_2} - \mu_{\text{NaO}_{1/2}} - T$ (или $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$) при постоянном значении температуры,

например при которой во всех возможных парагенезисах устойчив рибекит. В этой части рисунка показаны только два наиболее вероятных сечения пространственных моновариантных равновесий. Правая часть рисунка является не сечением, а проекцией пространственной диаграммы на плоскость $\mu_{\text{NaO}_{1/2}} - \mu_{\text{H}_2\text{O}}$. На нее спроектированы две прост-

ранственные линии моновариантного равновесия (Эг + Мт + Амф и Амф + Фа + Мт), сечения которых плоскостью $\mu_{\text{O}_2} - \mu_{\text{NaO}_{1/2}}$ при

$\mu_{\text{H}_2\text{O}} = \text{const}$ давали точки на левой части диаграммы. На дивариантных

поверхностях Эг + Амф и Мт + Амф (на сечении $\mu_{\text{O}_2} - \mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ они, естественно, изображены линиями) показаны изолинии равных составов амфиболов. Эти поверхности не являются плоскими, поскольку вместе с переходом равновесий в сторону арфведсонитового амфибола они

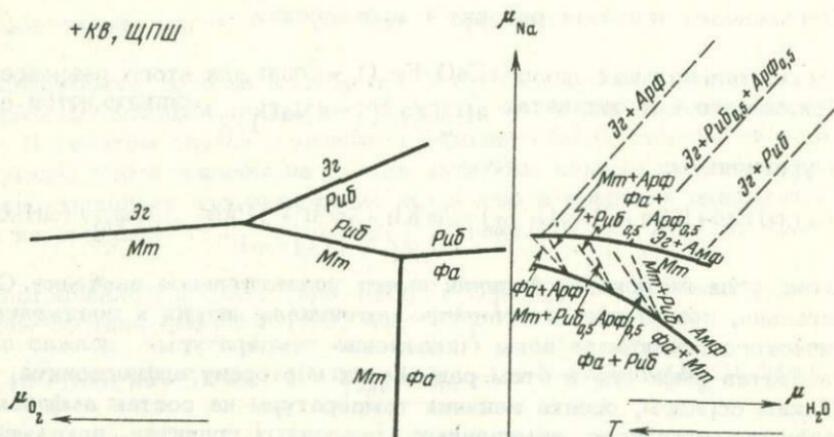


Рис. 20. Зависимость парагенезисов темноцветных минералов щелочных гранитоидов от соотношений химических потенциалов воды (обратной температуры), натрия и кислорода

поворачиваются в пространстве $\mu_{O_2} - \mu_{NaO_{1/2}} - \mu_{H_2O}$ так, как это показано пунктирными линиями на левой части диаграммы.

Кроме иллюстрации соотношений парагенезисов минералов, рассмотренных выше, на диаграмме видно, что в целом парагенезисы амфибола с фаялитом и магнетитом оказываются более высокотемпературными, чем парагенезис амфибола с эгирином и магнетитом.

Минеральные фации щелочных гранитоидов

На основании сказанного выше предлагается табл. 29, на которой представлен вариант температурных фаций и субфаций [30, 81] щелочных гранитоидов. Принцип их разделения ясен из рис. 20 и 21. На рис. 18 показано, что переход от наиболее высокотемпературной (эффузивной) фации к первой интрузивной фиксируется исчезновением энигматита (коссирита) в равновесии: $4 \text{ Фа} + 12 \text{ Эн} + 16 (\text{H}_2\text{O}) + 48 \text{ Кв} = 16 \text{ Арф} + 28 \text{ Мт}$, смещению которого вправо способствует понижение температуры. Разделение интрузивных фаций проведено на основе реакции: $3\text{Эг} + \text{Фа} + (\text{H}_2\text{O}) = \text{Мт} + \text{Арф}$. Смещению этого равновесия вправо также способствует понижение температуры. Соответствующее этой реакции расположение коннод для более высокотемпературной и относительно низкотемпературной интрузивных фаций показано на рис. 21.

Однако при попытке расчленения природных щелочногранитных пород на основе этой схемы встречается много трудностей. В основном они связаны с редкостью таких многоминеральных парагенезисов в щелочных гранитоидах. Поэтому приходится пока анализировать всю

Классификация минеральных парагенезисов щелочных гранитоидов

Фация и субфация	Диагностический признак	Парагенезис	Характерный пример	Геохимические черты	
				K/Rb	другие редкие элементы, г/т
1. Высокотемпературная эффузивная (пантеллерит-комендитовая) Относительно более низкотемпературные (интрузивные)	Присутствие стекла, энigmatита	Эн+Фа+КПШ+ +Кв+Ст	Остров Пантеллерия, пантеллериты и комендиты	200- 290	Zr-1500-2200; Nb- 250-370; Ta- 12-18,5; Y - 85-180
2. Фаялит-эгириновая а) арфведсонитовая субфация	Парагенезис фаялита с эгирином Арфведсонитовый состав амфибола	Фа+Амф+Эг Фа+Эг+Мт Арф+Фа+Эг	Нигерия, молодые щелочные граниты Моношпатовый щелочной гранит острова Асценшион [131] иногда с санидином	355	Zr -1000; Y -100; La 45, Li 35
3. Амфибол-магнетитовая а) арфведсонитовая субфация	Парагенезис щелочного амфибола с магнетитом Арфведсонитовый состав	Фа+Амф+Мт Амф+Эг+Мт Арф+Фа+Мт Арф+Эг+Мт	Кольский полуостров, щелочные граниты [91]		
б) рибекитовая субфация	Рибекитовый состав амфибола	Риб+Фа+Мт Риб+Эг+Мт	Сибирь, щелочногранитные пегматиты и альбититы [32,136]	40-100	Zr 1000-10 000; TR до 16 000; Nb до n·1000

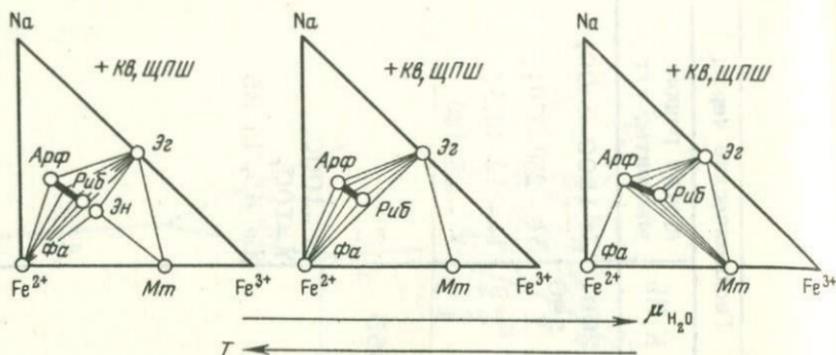


Рис. 21. Температурные фации щелочных гранитоидов

эволюционную серию пород с участием щелочных гранитоидов, чтобы оценить вероятность их отнесения к какой-либо из предложенных фаций. Например, в серии молодых гранитов Нигерии, как указывалось, имеются граниты и с фаялитом, и с арфведсонитом и с эгирином. Поэтому они отнесены к фаялит-эгириновой фации.

Наоборот, щелочные граниты Кольского полуострова, скорее всего, относятся к амфибол-магнетитовой фации, поскольку в них отмечались и эгирины, и щелочной амфибол, и магнетит [3, 91]. К этой же фации, но рибекитовой субфации отнесены некоторые из щелочных гранитоидов Сибири [32].

Из-за неопределенности минеральных парагенезисов раскристаллизованных натровых риолитов (в них присутствуют в основной массе только эгирин и арфведсонит) трудно однозначно отнести их к какой-либо из выделенных фаций. В таком же положении оказываются и щелочные фельзиты Шотландии, и некоторые другие гранитоиды, охарактеризованные выше. Для более точной и полной физико-химической классификации щелочных гранитоидов нужны дополнительные исследования в области коэффициентов распределения между сосуществующими минералами щелочных гранитоидов.

В заключение этого раздела обратим внимание на приведенные данные по содержанию некоторых редких элементов в гранитах различных температурных фаций (см. табл. 29). Хотя таких данных еще мало, но уже ясно, что многие редкие элементы содержатся в повышенных количествах в щелочных гранитоидах всех трех фаций. Но данные по щелочным гранитоидам Сибири [32, 136, 28] заставляют предполагать особенно их высокие содержания в более низкотемпературной фации. По-видимому, кроме температурного фактора здесь существенную роль играет факт образования их на самых поздних стадиях эволюции, что демонстрируется низким значением калий-рубидиевого отношения. Этот вопрос мы рассмотрим в следующем разделе.

УСЛОВИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ШЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Молодые граниты Нигерии — пример эволюции гранитной магмы с участием биотитовых и щелочных гранитов

При рассмотрении геологического положения молодых гранитоидов Нигерии было указано, что внедрение щелочных гранитоидов происходит позже фаялитовых гранитов и нередко чередовалось с интрузиями биотитовых колумбитоносных гранитов. Геохимические данные свидетельствуют о промежуточном положении фаялитовых гранитов по содержанию многих редких элементов и величине соотношений геохимически близких пар элементов между щелочными и биотитовыми гранитами. Это, на наш взгляд, подтверждает точку зрения Боудена [99] о двух ветвях дифференциации фаялит-гранитной магмы: агпаитовой и биотитовой. Механизм такой эволюции можно продемонстрировать на части диаграммы $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$, экспериментально изученной Таттлом и Боуэном [144]. Судя по этим данным, агпаитовые и плюмазитовые составы разделены невысоким температурным барьером, который попадает на нормативный состав кварц-ортоклазовой эвтектики, имеющий коэффициент агпаитности, равный единице.

Если первичный расплав, отвечающий по составу фаялитовым гранитам с коэффициентом агпаитности, равным также единице, занимает протяженный резервуар, трудно допустить полную его гомогенность. При данной щелочности малейшие флюктуации содержания глинозема, например, в исходном расплаве должны прогрессивно приводить либо к образованию агпаитовых составов с образованием щелочных гранитов, либо к образованию плюмазитовых биотитовых гранитов. Такие флюктуации могут иметь разный знак в разных регионах и в различные моменты времени.

Эволюция плюмазитовой ветви должна приводить к образованию эвтектических гранитов, кристаллизация которых сопровождается критическими явлениями. Естественно, при этом активность летучих кислотных компонентов возрастает, что сближает такие граниты с грейзенами.

Следует отметить, что в случае накопления в остаточных гранитных (не агпаитовых) магмах таких элементов, как фтор и литий, а также повышения их активности эволюция плюмазитовых гранитных серий может быть достаточно длительной. В сериях плюмазитовых литий-фтористых гранитов, видимо, образуются весьма низкотемпературные (менее $600^{\circ}C$) остаточные расплавы [26], из которых могут кристаллизоваться магматические альбитсодержащие граниты. В таких сериях колумбитоносные граниты занимают промежуточное положение между упомянутыми поздними альбитсодержащими гранитами и ранними исходными гранитами.

Щелочные граниты Северо-Восточной Тувы - пример серий с участием ранних сиенитов

В этом регионе отмечается такая последовательность комагматических пород [32]: 1) сиениты (КПШ+Пл+Рог+Би+Кв); 2) граносиениты (КПШ+Пл+Рог+Би+Кв); 3) щелочные граниты (КПШ+Кв+Арф+Кв). Изменение минеральных парагенезисов и составов слагающих их минералов в такой дифференциации показано на рис.20. Этот пример, по-видимому, является типичным для дифференциации магматической серии в условиях повышенной щелочности, соответствующей уровню II-III полей щелочности диаграммы зависимости гранитоидов от соотношений химических потенциалов щелочей Д.С.Коржинского [42]. Совершенно очевидно, что биотит в поздних членах таких магматических серий не может быть устойчив. Действительно, при дифференциации магматической серии повышенной щелочности (см. рис.22) все более кислый плагиоклаз ассоциирует со все более щелочным амфиболом. Биотит может быть устойчив только с относительно кальциевым амфиболом, а при образовании арфведсонит-рибекитов биотит разлагается на щелочной полевой шпат и амфибол.

Петрохимические аспекты дифференциации магматической серии повышенной щелочности видны на рис.23, на котором представлены средние составы сиенитов первой фазы (64 анализа), граносиенитов второй фазы (35 анализов), щелочных гранитов третьей фазы (10 анализов). Из этого рисунка следует, что в процессе дифференциации магматической серии повышенной щелочности остаточный расплав обедняется сильными (в первую очередь глиноземом) и обогащается слабыми основаниями, что вызывает расширение поля кристаллизации щелочного полевого шпата и соответствующее накопление кремнезема в магматическом остатке. Этот эффект, видимо, связан с кислотно-основным взаимодействием компонентов в расплавах [44].

Кристаллизация остаточной магмы, обогащенной слабыми основаниями (в первую очередь железом) и кремнеземом, в условиях высоких значений химических потенциалов щелочей приводит к образованию аг-

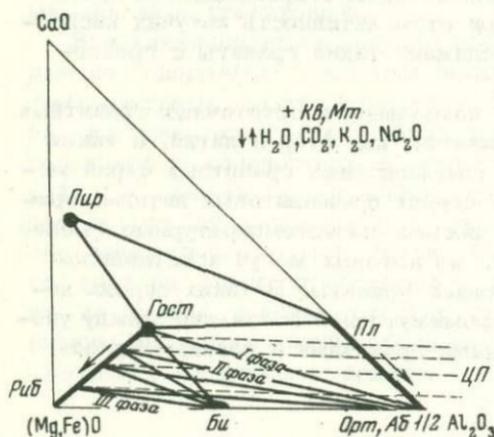


Рис. 22. Диаграмма состав-парагенезис гранитоидов повышенной щелочности (II-III поля диаграммы Д.С.Коржинского)

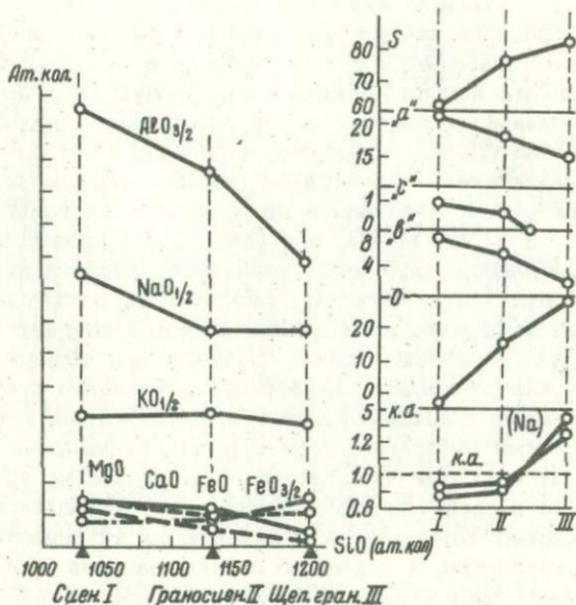


Рис. 23. Изменение химического состава и петрохимических характеристик пород при переходе от сиенитов к щелочным гранитам

агпайтовых парагенезисов щелочных гранитов. При этом следует подчеркнуть, что агпайтовые щелочные породы образуются почти всегда в конце процесса магматической дифференциации [133].

Как видно из рис. 23, агпайтовые щелочные граниты в данном случае являются результатом дифференциации сиенитового расплава нормального типа, т.е. коэффициент агпайтности в процессе кристаллизации возрастает. В связи с этим утверждение Бейли и Шейрера [94] о том, что только агпайтовые сиениты могут давать в результате магматической дифференциации щелочные граниты, не всегда соответствует действительности. В данном случае скорее правы Кармикайл и Маккензи [105, 106], детально исследовавшие комендиты и пантеллериты, считающие, что обычно с трахитами связаны именно пантеллериты, а не риолиты. И действительно, трахиты и сиениты чаще всего бывают нормальными в петрохимическом отношении, хотя со многими из них связаны агпайтовые пантеллериты и щелочные граниты. Кармикайл и Маккензи связывают это с проявлением известного плагиоклазового эффекта Боуэна [139], приводящего к появлению в расплаве в результате фракционной кристаллизации нормативного силиката натрия. Однако это справедливо только для сиенитовых и трахитовых первичных расплавов, в которых имеется дефицит алюминия по отношению к сумме щелочей и кальция [94].

На наш взгляд, в данном случае большее значение имеет вполне подвижное поведение щелочей при формировании большинства магматических пород [38]. Повышенная щелочность первичной трахитовой и сиенитовой магмы в благоприятных условиях может сохраняться в процессе магматической дифференциации и давать в остатке агпайтовые породы, даже не обладая положительным коэффициентом агпайтности в исходном своем составе. С другой стороны, так называемый

ортоклазовый эффект, подчеркнутый Бейли и Шейрером, объясняет преобладание натрия над калием в пантеллеритах и щелочных гранитах. Он связывается с тем, что при добавлении к риолитовому расплаву силиката натрия повышается в первую очередь химический потенциал ортоклаза, выпадение его в ранних вкрапленниках и обогащение расплава натрием. Возможно, именно наличие ортоклазового эффекта в пантеллеритах является экспериментальным подтверждением влияния повышенной щелочности на пути кристаллизации щелочногранитной магмы.

В то же время, как известно, в процессе кристаллизации природных расплавов происходит накопление кислотных летучих компонентов, которые могут повышать кислотность остаточных магм. В этом случае не исключено образование обычных поздних гранитов при дифференциации сиенитовых магм. Поэтому при образовании поздних щелочных гранитов должны существовать какие-то природные буферы, ограничивающие повышение активности кислотных компонентов. На наш взгляд, такими буферами могут служить вмещающие габброиды, поддерживающие щелочность остаточных расплавов на уровне II-III поля [31], что в свою очередь способствует повышенной растворимости летучих кислых компонентов и падению их активности в расплаве [33]. Представляется, что именно с этим связана пространственная приуроченность щелочных гранитов Северо-Восточной Тувы к вмещающим габброидам. Не исключено, что в других случаях роль буфера могут играть не только вмещающие основные породы, но и другие факторы, которые еще следует изучить.

Таковыми представляются в общих чертах пути формирования поздних щелочных гранитов, образующихся при дифференциации сиенитовой магмы. Кроме этих двух путей, палингенное образование щелочных гранитов было показано А.А. Чумаковым для гранитов Кольского полуострова [91]. В свете всего изложенного трудно представить образование щелочных агпайтовых гранитов при взаимодействии, например, обычных гранитов с основными и карбонатными породами, способными повышать щелочность гранитов. В этом случае возможно образование гранитоидов повышенной щелочности, но со значительно более кальциевыми и магниезиальными темноцветными минералами, чем рибекит, арфведсонит и эгирин. На наш взгляд, в том, что изложено в данном разделе, проявляется общность в происхождении щелочных гранитов.

Некоторые общие черты геохимической эволюции агпайтовых природных систем

Несмотря на разнообразие путей происхождения щелочных гранитоидов, часть из которых мы рассмотрели выше на примерах нигерийских и тувинских гранитоидов, совершенно ясно, что после образования таких магм многие черты их эволюции будут сходными. Это утверждение следует как из сопоставления геохимических черт щелочных гранитоидов, так и из экспериментальных работ по силикатным системам - моделям щелочных гранитов.

Экспериментальные исследования последних лет показывают, что эволюция агпайтовых и плюмазитовых гранитных систем при понижении

температуры протекает по-разному [106, 137, 144]. Впервые Таттл и Боуэн показали, что в системах $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ фракционная кристаллизация агпаитового расплава должна способствовать обогащению остаточных жидкостей силикатами калия, для которых установлена неограниченная смесимость с водой [144].

В связи с этим фракционная кристаллизация агпаитового расплава должна способствовать постепенному без критических явлений переходу водного силикатного расплава в гидротермальный раствор, обогащенный силикатами щелочей. Тенденция к накоплению этих соединений в остаточных расплавах показана также для сухих и водных гранитных систем Бейли и Шейером [95], Кармикайлом и Маккензи [106], Томпсоном и Маккензи [137] с участием дополнительных к гранитам компонентов Na_2SiO_3 , $NaFeSi_2O_6$, $(Na, K)SiO_3$ и Кармикайлом для природных пантеллеритов [105]. Ими было показано, что кристаллизация таких систем не заканчивается обычной кварц-полевошпатовой "эвтектикой", так как остается еще расплав с некоторым содержанием силикатов щелочей. Хотя многие из особенностей эволюции такого расплава еще неясны, но даже по упрощенной схеме Фридмана и Таттла [45] предполагался и для натровых систем такой постепенный переход.

Однако экспериментальные исследования системы гранит - вода - метасиликат натрия показали несколько более сложный ход эволюции агпаитового гранитного расплава. В системе фиксируются явления расщепления, когда образуются водный алюмосиликатный расплав, существенно щелочносиликатная, богатая водой фаза и водный флюид. В связи с этим предположение о постепенном переходе (без критических явлений) алюмосиликатного агпаитового расплава в водный раствор в данном случае не подтвердилось. Однако общие геохимические черты дифференциации щелочногранитных расплавов, выведенные из природных наблюдений, подтвердились и этими экспериментами. В частности, выяснилось, что при повышенных коэффициентах агпаитности в системе начало плавления гранита наблюдается при значительно более низких температурах (порядка $500^{\circ}C$ и ниже), чем для системы гранита с водой. В этих условиях из расплава одновременно могут кристаллизоваться два щелочных полевых шпата, тем более что в агпаитовых условиях критическая точка щелочнополевошпатового субсолидуса повышается [123].

Повышение коэффициента агпаитности остаточных расплавов или растворов должно способствовать повышению в них растворимости многих летучих компонентов, в частности фтора [33], и с ними накоплению геохимически связанных с кислотными летучими компонентами редких элементов. К таким элементам уже сейчас следует отнести рубидий, литий, цирконий, гафний, редкие земли, ниобий, тантал, олово, бериллий [28, 32, 136].

Эти элементы накапливаются в остаточных агпаитовых расплавах, причем ниобий больше, чем тантал, а цирконий - больше, чем гафний. Однако концентрированная минерализация этих элементов может формироваться только в условиях, когда "химическое концентрирование" преобладает над "кристаллохимическим рассеянием" по терминологии

Л.В. Таусона [76]. Собственные минералы олова, лития и часто бериллия поэтому обычно не образуются в щелочных гранитах, несмотря даже на высокие их содержания, поскольку они интенсивно рассеиваются в породообразующих минералах [28, 136]. Зато воздействие таких расплавов-растворов на благоприятные по составу вмещающие породы (мраморы, кристаллические сланцы) может привести к концентрированной минерализации олова, бериллия в связи с щелочными гранитами в зоне их экзоконтакта.

С накоплением в остаточных расплавах силикатов щелочей и летучих, видимо, связана и наблюдающаяся корреляция содержания циркония и коэффициента агпаитности в молодых гранитах Нигерии [99] и корреляция с ним некоторых редкометалльных отношений. Такая корреляционная зависимость величин коэффициента агпаитности и $Y/(TR+Y)$ (рис. 24) даже позволила связать с ней характер редкоземельной минерализации. В условиях больших коэффициентов агпаитности щелочных гранитов Сибири отмечена более щелочная минерализация (танталониобаты р.з.э.), а для гранитов Казахстана с меньшей величиной коэффициента агпаитности — более кислотная минерализация (фториды р.з.э. — гагаринит [57]).

Нигерийские щелочные граниты занимают промежуточное положение.

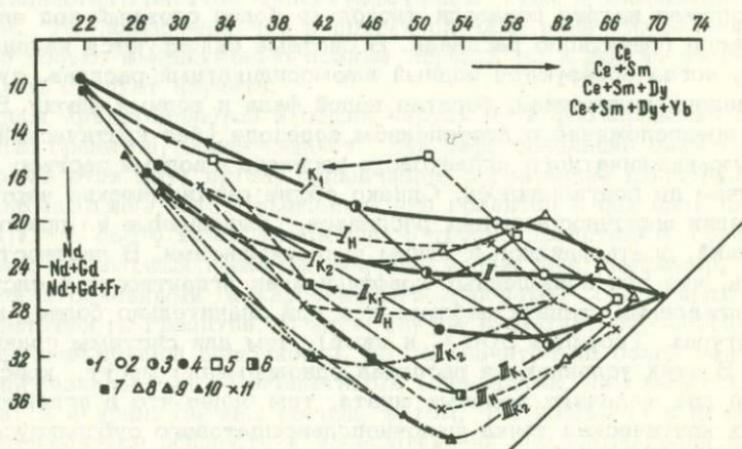


Рис. 24. Векторная диаграмма распределения р.з.э. в щелочных гранитоидах

I—II—III — средние составы р.з.э. в сибирских гранитоидах: 1 — щелочной гранит; 2 — щелочногранитный пегматит; 3 — альбитовый гранит; 4 — альбитит с астрофиллитом; I K₁—II K₁—III K₁ и I K₂—II K₂—III K₂ — средние составы р.з.э. в казахстанских гранитах по данным [57] 5 — глубинные граниты; 6 — апикальные граниты; 7 — экзоконтактовые породы; 8 — 10 — щелочногранитные породы из зон (от центра к периферии) дифференцированных жильных тел пегматоидного облика; I_H—II_H—III_H и II — средние составы р.з.э. нигерийских биотитовых и щелочных гранитов

С этой же особенностью связана и общность эволюции р.э.э. в щелочногранитных сериях различных регионов (см. рис.22). Для Нигерии, Казахстана и Сибири она направлена в одну сторону, несмотря на некоторые различия в составе и происхождении пород [32, 57, 102], что подчеркивает общность эволюционной линии щелочных гранитов.

Весьма характерны также очень низкие содержания в редкометалльных щелочных гранитах (на порядок и ниже, чем кларки в гранитах) стронция и бария. Считается, что интрузивные породы с такими аномально низкими содержаниями данных элементов являются остаточными продуктами длительно фракционирующейся магмы. Это предположение подтверждается отсутствием связи резко пониженных содержаний стронция и бария с породами какого-то определенного состава. Например, упомянутая геохимическая черта характерна как для щелочных гранитов Нигерии, Монголии и других районов, так и для колумбитоносных гранитов. Очевидно, фракционирование агпаитовых расплавов с повышающимся коэффициентом агпаитности в остаточных магмах в условиях расширенного поля кристаллизации щелочного полевого шпата (главного носителя стронция и бария в щелочных гранитах) как раз должно привести к прогрессивному падению содержаний рассматриваемых элементов.

В принципе последовательное возрастание коэффициента агпаитности в остаточных щелочногранитных системах без наложения дополнительных ограничивающих условий может привести при непрерывном фракционировании к образованию в условиях ниже критической точки воды гидротермального раствора. Но, по-видимому, в природе существуют ограничивающие условия для этого процесса. Во-первых, такой переход возможен только в идеальных тектонических условиях, способствующих отжиманию остаточных расплавов.

Во-вторых, анализ распределения многих редких элементов в щелочных гранитоидах [25, 32] показывает, что в остаточных расплавах на определенных этапах их эволюции все же последовательно повышается кислотность. В этих условиях растворимость силикатов щелочей в расплаве резко понижается, в них возникают критические явления, при которых должен исчезнуть расплав. На этом может закончиться эволюция щелочногранитной системы. К такому же результату может привести и дегазация расплава.

Таковыми представляются общие черты эволюции щелочногранитных пород и объяснение их геохимических особенностей. Нигерийские щелочные граниты в этом смысле не представляют собой исключения и подтверждают общие закономерности, рассмотренные выше.

Анализ геологического положения, петрографических и петрохимических особенностей, распределения редких элементов, специфики изотопов в древних и молодых гранитах Нигерии позволяют нам в целом поддерживать точку зрения нигерийских геологов о магматическом их происхождении. Древние граниты образовались в результате гранитизации древних сланцев и гнейсов и частичного палингенеза, наиболее полным проявлением которого было формирование древних мигматитов и пегматитов.

Как уже ясно, по-видимому, читателю, авторы отдают предпочтение магматическому генезису и для большинства разновидностей молодых гранитов Нигерии.

Обогащенность их и древних пород некоторыми специфическими редкими элементами и изотопами свинца позволили высказать предположение об общности субстрата, из которого происходило образование соответствующих магм [142].

Разнообразие молодых гранитоидов Нигерии объясняется двумя путями эволюции при их формировании. Агпайтовая ветвь способствует образованию щелочных гранитов с характерной для этого типа пород спецификой распределения редких элементов, а биотитовая — образованию в некоторых случаях колумбитоносных (или литий-фтористых) гранитов. Распределение ниобия, тантала, редких земель, иттрия, циркония и гафния оказывается противоположными в этих эволюционных рядах, подчеркивая разнонаправленность в отношении щелочности этих типов дифференциации.

Зато величина K/Rb , содержания стронция и бария являются при этом факторами, фиксирующими только место породы в эволюционном ряду и изменяющимися одинаково и в щелочной ветви, и в биотитовой.

Обзор щелочных гранитоидов (эффузивных и интрузивных) различных регионов и сравнение их с нигерийскими показывают много общего в их парагенезисах, составах пород и минералов, распределении редких элементов, путях эволюции и т.п. На наш взгляд, это подтверждение магматического происхождения рассматриваемых гранитов. В пользу этого могут быть приведены те же доводы, которые обычно используются для доказательства магматического генезиса обычных гранитов [77, стр. 304].

1. Общность петрохимической и геохимической эволюции в рядах интрузивных и эффузивных щелочногранитных пород. Вслед за Тернером

и Ферхугеном, признавая принципиальную возможность образования щелочных гранитоидов в данных физических условиях либо при кристаллизации из расплава, либо метасоматическим путем, либо каким-то другим, мы не можем объяснить, "каким образом в результате таких совершенно разных механизмов образуются одни и те же минералы в одних и тех же соотношениях, так что конечные продукты этих процессов (например, щелочные граниты и щелочные риолиты. — А.Т., В.К.) имеют средний сходный состав, вплоть до одинаковых содержаний второстепенных составных частей" (повышены содержания ниобия, тантала, циркония, гафния, иттрия и др.).

2. Интрузивные щелочные граниты, подобно натровым риолитам и пантеллеритам, по химизму близки к жидкостям, "устойчивым при минимальных температурах в простых силикатных системах" [106, 137 144].

"Отсюда трудно отрицать, что равновесие между силикатным расплавом (магма) и кристаллическими фазами играет главную роль" в эволюции щелочногранитных пород. Кроме того, неоднократно отмечены факты термального воздействия щелочных гранитов на вмещающие породы ($\sim 800^{\circ}$), что фиксировалось калий-аргоновым геотермометром [100]. Однако существует специфика щелочных гранитов в отличие их от обычных гранитов и для различных регионов. Последнее, выражающееся в колебаниях составов минералов, в некотором изменении их парагенезисов, объясняется разнообразием температурных и геохимических условий их формирования. Общая специфика щелочногранитных систем обусловлена свойством их, накапливая в остаточных жидкостях растворимые в воде силикаты щелочей, продолжать свою эволюцию до более низких температур, чем для обычных гранитов.

При этом для щелочных гранитов возможна одновременная кристаллизация из расплава альбита и микроклина. Такие наиболее поздние остаточные жидкости, обогащенные многими редкими элементами, могут, конечно, и метасоматически преобразовывать некоторые участки гранитов с типичной метасоматической зональностью, тенденцией к мономинеральности, давая концентрированную минерализацию.

Перечисленные факты могут иметь и прикладное значение. Во-первых, следует обращать большее внимание на щелочные риолитовые породы, которые могут быть сами источниками повышенных концентраций ниобия, тантала, циркония, гафния, редких земель и др. [52, 85, 102]. Они же могут быть источниками россыпей соответствующих минералов. Отсюда же можно ожидать соответствующей для магматических пород выдержанности оруденения и его мощности.

Во-вторых, не обязательно ожидать редкометальную минерализацию только с гранитоидами типа нигерийских или каких-либо других. Парагенетическая связь колумбитоносных и щелочных гранитов, так же как и приуроченность их к кольцевым разломам, также, видимо, не обязательны для соответствующего оруденения. Для него важно место в эволюционном ряду, именно на завершающих этапах этой эволюции. Хорошим критерием этого положения может служить низкая величина K/Rb отношения в породах.

В-третьих, геохимические данные позволяют предполагать возможность прогнозирования качественного характера редкоземельной минерализации в щелочных гранитоидах с низкой величиной K/Rb отношения в зависимости от коэффициента апаитности пород. Конечно, желательна дополнительная проверка этих положений. Таким образом, рассмотрение нигерийских гранитоидов и их сопоставление с гранитами других регионов позволяет вскрыть их общие генетические черты и на этом основании более целеустремленно направить поиски и разведку соответствующего редкоземельного оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апельцин Ф.Р., Фельдман Л.Г. Колумбитоносные граниты. - В кн. "Геология месторождений редких элементов". Вып. 2. Госгеолтехиздат, 1958.
2. Афонина Г.Г., Коваленко В.И., Писарская В.А. Состав и параметры решеток рибекит-арфведсонитовых амфиболов. - Докл. АН СССР, 1969, 187, № 6.
3. Батиева И.Д. Контактные изменения вмещающих пород под влиянием щелочных гранитов на примере массивов Канозера. - В кн. "Магматизм и геология Кольского полуострова". 1963.
4. Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоиды Кольского полуострова. - В кн. "Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы". Киев, 1966.
5. Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1963.
6. Бельков И.В. Распределение титана в щелочных гранитах района Западный Кейв. - В кн. "Материалы по минералогии Кольского полуострова". Вып. 3. Апатиты, 1962.
7. Беус А.А. Бериллий. - В кн. "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов". Т. 1. Изд-во "Наука", 1964.
8. Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962.
9. Бурков В.В. Стронций. - В кн. "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов". Т. 1. Изд-во "Наука", 1964.
10. Варшал Г.М., Рябчиков Д.И. Гравиметрическое определение суммы р.э. в породах, минералах и сплавах. - Ж. анал. химии, 1964, № 2.
11. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7.
12. Гаврилин Р.Д. Геологическое положение щелочных жильных пород в жильной серии щелочноземельных гранитоидов. - Докл. АН СССР, 1957, 113 № 5.
13. Гельман Е.М., Варшал Г.М., Богданова В.И., Князева Д.Н. Применение метода хроматографии на бумаге для разделения редкоземельных элементов при анализе природных материалов. - В кн. "Редкоземельные элементы". Под ред. Д.И. Рябчикова. Изд-во АН СССР, 1963.
14. Герасимовский В.И., Карпушина В.А. О содержании ниобия и тантала в нигерийских гранитах. - Геохимия, 1967, № 6.
15. Гинзбург И.В. К вопросу о петрохимии щелочных гранитов. - В кн. "Щелочные граниты Кольского полуострова". М.-Л., Изд-во АН СССР, 1958.
16. Данилин Е.Л. О молодых (послекаледонских) гранитоидных интрузиях бассейна рек Сейба - Малая Сейба в Восточном Саяне. - В кн. "Материалы геол. конф. Красноярск. геол. упр.". Красноярск, 1964.
17. Дегенгард Х. О геохимическом распределении циркония в литосфере. - В кн. "Геохимия редких элементов". ИЛ, 1959.
18. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. Изд-во "Мир", 1965.

19. Ефремова С.В. Об интрузивах щелочных (рибекитовых) гранитов Бетпак-Далы (Центральный Казахстан). - Изв. АН СССР, серия геол., 1962, №10.
20. Знаменский Е.Б. Относительно средних содержаний ниобия и тантала в гранитоидах. - В кн. "Химия земной коры". Т.2. Изд-во "Наука", 1964.
21. Знаменский Е.Б., Радионова Л.М., Кахана М.М. О распределении ниобия и тантала в гранитах. - Геохимия, 1957, № 3.
22. Знаменский Е.Б., Пополитов Э.И., Легейдо В.А. К геохимии олова в гранитоидах. - В кн. "Геохимия редких элементов в изверженных горных породах". Изд-во "Наука", 1964.
23. Коваленко В.И. Особенности метасоматических процессов в аляскинских Огнитского комплекса (Восточный Саян). - В кн. "Геохимия редких элементов в изверженных горных породах". Изд-во "Наука", 1964.
24. Коваленко В.И. Парагенезисы метасоматически измененных гранитоидов с аксессуарными танталониобатами. - В кн. "Физико-химические условия магматизма и метасоматоза". Изд-во "Наука", 1965.
25. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Горегляд А.В. Южногобийский пояс щелочных пород с редкометальной минерализацией в Монгольской Народной Республике. - Ежегодник, 1970. Иркутск, 1971.
26. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П., Нагибина М.С., Павленко А.С., Владыкин Н.В., Цеден Ц., Гундсамбу Ц., Горегляд А.В. Редкометальные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). Изд-во "Наука", 1971.
27. Коваленко В.И., Лапидес И.Л., Брандт С.Б. Изоформизм рибекита и арфведсонита и кинетика окисления железистых щелочных амфиболов. - Докл. АН СССР, 1967, 177, № 4.
28. Коваленко В.И., Легейдо В.А., Петров Л.Л., Пополитов Э.И. К геохимии олова и бериллия в щелочных гранитоидах. - Геохимия, 1968, №9.
29. Коваленко В.И., Писарская В.А., Николаева Д.Х. Редкий тип изоморфизма в рибекитах из диффузионных метасоматических зон щелочных апогранитов. - Докл. АН СССР, 1966, 169, № 5.
30. Коваленко В.И., Писарская В.А., Пополитов Э.И. Минеральные парагенезисы с рибекит-арфведсонитом и фации щелочных гранитов. - Изд. АН СССР, серия геол., 1968, № 9.
31. Коваленко В.И., Пополитов Э.И. К вопросу о влиянии вмещающих габбро на кислотность - щелочность эндоконтактных частей гранитных и нефелин-сиенитовых массивов. - Докл. АН СССР, 1965, 161, № 1.
32. Коваленко В.И., Пополитов Э.И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. Изд-во "Наука", 1970.
33. Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Содержание галоидных соединений в газовой фазе в зависимости от химизма магматического расплава. - Геохимия, 1961, № 12
34. Козлов В.Д., Петров Л.Л., Таусон Л.В. Особенности распределения бериллия в палеозойских гранитоидах Кукульбейского хребта. - В кн. "Геохимия редких элементов в изверженных горных породах". Изд-во "Наука", 1964.
35. Колотухина С.Е. Геология месторождений редких элементов Африки. Изд-во "Недра", 1964.
36. Коржинский Д.С. Аягуз-Иртышский водораздел к востоку от хребта Чингиз. - Труды Геол.-развед. объединения (ВТРО), 1932, вып. 108.
37. Коржинский Д.С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. - Труды Ин-та Геол. наук, петрограф. серия, 1940, вып. 15, № 5.
38. Коржинский Д.С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. - В кн. "Академику Дмитрию Степановичу Белянкину к семидесятилетию со дня рождения и сорокапятилетию научной деятельности". Изд-во АН СССР, 1946.

39. Коржинский Д.С. Открытие системы с вполне подвижными компонентами и правило фаз. - Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 2.
40. Коржинский Д.С. Общие свойства инфильтрационной метасоматической зональности. - Докл. АН СССР, 1951, 78, № 1.
41. Коржинский Д.С. Вывод уравнения простой диффузионной метасоматической зональности. - Докл. АН СССР, 1952, 84, № 4.
42. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
43. Коржинский Д.С. Проблемы метасоматических процессов. - Материалы ко II Конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966.
44. Коржинский Д.С. Режим кислотности и щелочнометальности трансмагматических растворов. - В кн. "Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования". Л., изд-во "Наука", 1967.
45. Коржинский Д.С. Новый вывод уравнений метасоматической зональности. - В кн. "Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии". Изд-во "Наука", 1968.
46. Кулиш Е.А. Раннемезозойские щелочные граниты юга Алданского щита. - Геол. и геофиз., 1960, № 12.
47. Кудрин В.С. Щелочные интрузии Северо-Восточной Тувы. - Сов. геология, 1962, № 4.
48. Кудрин В.С., Кудрина М.А. О щелочных гранитоидах Восточной Тувы. - Мин. сырье, 1960, вып. 1.
49. Лапидес И.Л., Брандт С.Б., Коваленко В.И. Энтальпийные и кинетические эффекты упорядочения в амфиболах изоморфной серии рибекит - кальциевый рибекит. - Докл. АН СССР, 1967, 177, № 3.
50. Лапидес И.Л., Коваленко В.И., Брандт С.Б. Рибекит и арфведсонит: термические превращения, изоморфизм, проблема оксония. - В кн. "Конституция и свойства минералов". Вып. 4. Киев, 1970.
51. Легейдо В.А. Геохимия олова в гранитоидах Восточной Сибири. Иркутск, 1968.
52. Летников Ф.А., Красильникова А.В., Степаненко Н.И. Некоторые особенности распределения тантала в гранитоидах Кокчетавской глыбы. - В кн. "Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана". Алма-Ата, 1966.
53. Маракушев А.А., Тарарин И.А., Залишак Б.Л. Минеральные фации кислотности - щелочности гранитоидов, бедных кальцием. - В кн. "Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность". Изд-во "Наука", 1966.
54. Масгутов Р.В. Колумбит из одного месторождения Центрального Казахстана. - Изв. АН Каз.ССР, серия геол., 1957, вып. 1 (26).
55. Масгутов Р.В. К вопросу об альбитизации гранитов. - Изв. АН Каз.ССР, серия геол., 1960. № 3 (40).
56. Масгутов Р.В. Типы альбитизированных гранитов. - Изв. АН Каз.ССР, серия геол., № 3 (40), 1960.
57. Минеев Д.А. Геохимия апогранитов и редкометальных метасоматитов Северо-Западного Тарбагатая. Изд-во "Наука", 1968.
58. Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. Изд-во "Наука", 1966.
59. Морозов Л.Н. Петрология и геохимия щелочных гранитоидов Холдерминского массива (Восточный Саян). Иркутск, 1966.
60. Нарсеев В.А. Геохимические особенности метасоматически измененных гранитоидов Жарминской зоны (Восточный Казахстан). Алма-Ата, 1966.
61. Нарсеев В.А., Бугаец А.Н. К геохимии титана, тантала и ниобия в гранитоидах Тарбагатая. - В кн. "Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана". Алма-Ата, 1966.
62. Нокколдс С.Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. ИЛ, 1958.

63. Павленко А.С. Петрология и некоторые геохимические особенности среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. - В кн. "Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород". Изд-во АН СССР, 1963.
64. Павленко А.С. Поведение породообразующих и некоторых редких элементов в процессах формирования щелочных пород. - В кн. "Химия земной коры". Т. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
65. Павленко А.С., Вайнштейн Э.Е., Кахана М.М. О соотношении ниобия и тантала в некоторых минералах изверженных и метасоматических пород. - Геохимия, 1958, № 6.
66. Павленко А.С., Вайнштейн Э.Е., Шевалеевский И.Д. О соотношении гафния и циркония в цирконах изверженных и метасоматических пород. - Геохимия, 1957, № 5.
67. Павленко А.С., Коваленко В.И. Зависимость парагенезисов щелочных метасоматитов, обедненных кальцием, от соотношения химических потенциалов K_2O и Na_2O . - Геохимия, 1960, № 11.
68. Печчук Л.Л. Вариации составов бедных кальцием Fe-Mg-Mg минералов щелочных пород. - В кн. "Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии". Изд-во "Наука", 1968.
69. Плетнева Н.И. Акцессорная редкометаллическая минерализация, связанная со щелочными апогранитами Кольского полуострова. - В кн. "Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова". Апатиты, 1967.
70. Северов Э.А. Ниобийсодержащие граниты комплекса молодых интрузий Северной Нигерии. - Материалы по геологии месторождений редких элементов в зарубежных странах, 1960, вып. 6.
71. Северов Э.А. О некоторых случаях альбитизации гранитов. - Труды ИМГРЭ, 1961, вып. 5.
72. Семенов Е.И. Иттрий. Лантаноиды. - В кн. "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов". Т. 1. Изд-во "Наука", 1964.
73. Скрейнмакерс Ф.А. Нонвариантные, моновариантные и дивариантные равновесия. ИЛ, 1948.
74. Скрипкина В.В. Щелочная вулканоплутоническая ассоциация пород нижнего течения р.Хилка (Юго-Западное Забайкалье). - В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР". Вып. 10. Улан-Удэ, 1966.
75. Степанов А.В. Новые и редкие минералы в щелочных гранитах Казахстана. - Труды КазНИИМС, 1961, вып. 5.
76. Таусон Л.В., Дубов Р.И., Козлов В.Д., Кузьмин М.И. Геохимическое значение дисперсий концентраций редких элементов в гранитоидах. - В кн. "Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири". Изд-во "Наука", 1965.
77. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
78. Тихоненков И.П., Тихоненкова Р.П. Цирконий. Гафний. - В кн. "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов". Т. 1. Изд-во "Наука", 1964.
79. Тугаринов А.И. Геохронология Западной Африки и Северо-Восточной Бразилии. - Геохимия, 1967, № 11.
80. Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. Изд-во "Наука", 1966.
81. Тугаринов А.И., Павленко А.С., Александров И.В. Геохимия щелочного метасоматоза. Изд-во АН СССР, 1963.
82. Турекьян К.К., Кали Дж. Геохимия стронция. - В кн. "Геохимия редких элементов". ИЛ, 1959.

83. Фельдман В.И. Роль автометасоматоза в процессе формирования щелочных гранитоидов Тайдутского массива (Центральное Забайкалье). - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, 38, № 2.
84. Фельдман В.И. Новые данные по геологии Тайдутского массива щелочных гранитоидов (Забайкалье). - Труды Моск. геол. разв. ин-та, 1963, 39.
85. Финько В.И. К вопросу о распространении редких и редкоземельных элементов и минералов в эффузивных породах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 11.
86. Хорстман Э.Л. Распределение лития, рубидия и цезия в изверженных и осадочных породах. - В кн. "Геохимия редких элементов". ИЛ, 1959.
87. Сыханский В.Д., Кринберг И.А., Спектрохимическое определение малых количеств циркония, ниобия, тантала и гафния из одной навески. - Изв. СО АН СССР, 1963, вып. 3, № 11.
88. Чумаков А.А. Петрология и металлогения щелочных гранитов Кольского полуострова. - Докл. АН СССР, 1947, 57, № 1.
89. Чумаков А.А. Химико-минеральный состав, номенклатура и систематика щелочных гранитов. - Докл. АН СССР, 1954, 48, № 3.
90. Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. - В кн. "Геология месторождений редких элементов". Вып. 12-13. Гостехиздат, 1961.
91. Щелочные граниты Кольского полуострова, М.-Л. Изд-во АН СССР, 1958.
92. Aoki K. Petrology of alkali rocks of the Iki island Higashi-Matsuura district. - Japan Sci. Rept. Tohoku Univ., ser. 3 (min., petr., geol.), 1959, 6.
93. Atkins F.B., Baker P.E., Bell J.D., Smith D.G.W. Oxford Expedition to Ascension Island, 1964. - Nature, London, 1964, 204 (4960), 722-4.
94. Bailey D.K., Schairer J.F. Feldspar liquid equilibria in peralkaline liquids - the orthoclase effect. - Amer. J. Sci., 1964, 262, N 10.
95. Bailey D.K., Schairer J.F. The system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ at 1 atmosphere, and the petrogenesis of alkaline rocks - J. Petrol., 1966, 7, N 1.
96. Bain A.D.N. The Young intrusive rocks of Kaduru Hills, Nigeria. - Quart. - J. Geol. Soc. London, 1934, p. 201-239.
97. Bonhomme M. Contribution a l'etude geochronologique de la plateforme de l'Ouest Africain. - Fac. Sci. Univ. Clermont, 1968, ser. E, N 38.
98. Borley G.D. Amphiboles from Younger granites of Nigeria. Part 1. Chemical classification. - Min. Mag., 1963, 333, N 263.
99. Bowden P. Zirconium in Younger Granites of Northern Nigeria. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1966, 30, N 10.
100. Brandt S.B., Kovalenko V.I., Volkova N.I., Kriventsov P.P. Experiment in K/Ar geochemistry and evaluation of thermodynamic parameters in formation of intrusive bodies. - Intern. Geol. Rev., 1967, 9, N 5.
101. Butler I.R., Bowden P., Smith A.Z. K/Rb ratios in the evolution of the Younger Granites of Northern Nigeria. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1961, 26, N 1.
102. Butler I.R., Smith A.H. Zirconium, niobium and certain other trace elements in some alkali igneous rocks. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1962, 26, N 9.
103. Butler I.R., Thomson A.I. Zirconium: hafnium ratios in some igneous rocks. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1965, 29, N 3.
104. Campbell S.W.C. A classification of some thuyolites, Trachites and phonolites from part Kenya Colony, with a note on some associated basaltic rocks. - Quart. J. Geol. Soc., 1931, 87, p. 212.

105. Carmichael I.S.E. Pantelleritic liquids and their phenocrysts. - *Min. Mag.*, 1962, 33, N 257.
106. Carmichael I.S.E., Mackenzie W.S. Feldspar-liquid Equilibria in pantellerites: an experimental study. - *Amer. J.Sci.*, 1963, 261, N 4.
107. Chao E.C.T., Fleischer M. Abundance of zirconium in igneous rocks. - *Rept. 21st Intern. Geol. Congress, Norden*, pt. 1, 1960.
108. Daly R.A. The geology of Ascension Island. - *Proc. Amer. Acad. Arts Sci.*, 1925, 60, p. 1-124.
109. Darnley A.G., Smith A.H., Chandler T.R.D. The age of fergusonite from Jos area, Northern Nigeria. - *Min. Mag.*, 1962, 33
110. Emeleus C.H. The porphyritic felsite of tertiary ring complex of Slieve Gullion, Co. Armagh. - *Proc. Royal Irish Acad.*, 1962, 62, sect. B, N 6.
111. Ernst W.G. Synthesis, stability relation and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions. - *J.Geol.*, 1962, 70, N 6.
112. Frost M.G. Amphiboles from Younger Granites of Nigeria, pr.2. X-ray data. - *Min. Mag.*, 1963, 33, N 260.
113. Greenwood R. Geology of Plateau Tin-Fields. - *Geol. Surv. Dep. Nigeria. Annual Report*, 1945.
114. Holms A., Cahen A. African Geochronology. - *Acad. Royal Sci. Coloniales Clas. Sci. Nat. Med. Mem. Fasck*, 1957, 1.
115. Jacobson R.R.E., MacLeod W.N., Black K. Ring complexes in the Younger Granite province of northern Nigeria. - *Mem. Geol. Soc. London*, 1958, N 1.
116. Jacobson R.E.R., Shelling N.I., Tkuswell I.F. Age determinations in the geology of Nigeria with special references to the Older and Younger granites. - *Overseas Geol. Min. Res.*, 1963, 9, p.168-182.
117. Jensen H.I. Geology of the volcanic area of the East Moreton and Wide Bay districts (Queensland). - *Proc. Linn. Soc. New South Wales*, 1906, 31, p 73.
118. John T.U., Paulo K.L. A note on the occurrence of columbite in the Jos Plateau, Nigeria. - *Geol. Mag.*, 1954, 91, N 3.
119. Johnsen A. Die Gesteine der Inseln S. Pietro und S. Antio (Sardinien). - *Abh. Preuss. Acad. Wiss., Phys.-Math.kl.*, 1912, abh 2.
120. Kovalenko V.I. On the chemical composition, properties and mineral paragenesis of Riebeckite-Arfvedsonite. - *Pap. Proc. Fifth General Meetings. Cambridge, England, The Mineral Soc. London*, 1968.
121. Lacroix A. *Mineralogic de Madagascar*. V. 3. 1923.
122. Lassere M. Etude Geochronologique par la method Strontium: Rubidium de quelques Echantillons en Province du Cameroun, Afrique Equatoriale. - *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont Etudes Geochronologiques*, 1964.
123. Luth W.C., Tuttle O.F. The alkali feldspar solvus in the system $\text{Na}_2\text{-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. - *Amer. Min.*, 1966, 31, N 9-10.
124. Marshall A. Geology of Mayor Island. - *Trans. Roy. Soc. New Zealand*, 1936, 66, p. 337.
125. Miyashiro A. The chemistry, optics and genesys of the alkali amphiboles. - *Iniv. Tohyo Journ. Fac. Sci., Sec. 2*, 1957, 2, pt. 1

126. Murthy M.V.N., Venkataraman P.K. Petrogenetic significance of certain platform peralkaline granites of the world. - Upper Mantle Sympos. New Delhi, 1964, Copenhagen, 1965.
127. Nemoto T. Preliminary note on alkaline rhyolites from Tokai, Hokkaido. - J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. 4, 1934, 2.
128. Nobble D.C. Comenditic volcanic rocks in the western United States. - Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1966, 87, p.117-118.
129. Phemister J. The riebeckite-bearing dikes of Shetland. Min. Mag., 1950, 29, N 211.
130. Phillips R. The recalculation of amphiboles analyses. - Min. Mag., 1963, 33, N 263.
131. Roedder E., Coombs D.S. Miscibility in granitic melts indicated by fluid inclusions in Ejected Granitic Blocks from Ascension Island. - J. Petrol., 1967, 3, N 3.
132. Sabine P.A. The geology of Rockall, North Atlantic. - Bul. Geol. Surv. Gt. Britain, 1960, N 16, p. 156-178.
133. Sørensen H. On the agpaitic rocks. - Rep. 21 Sess., Intern. Geol. Congr., 1960, p. 13.
134. Sundius N. The classification of the hornblends and the solid solution relation in amphibole group. - Sver. Geol. Unders.Arsb., 1946, 40, N 4.
135. Tassel R., van. Dalyite, a new potassium zirconium silicate from Ascension Island, Atlantic. - Min. Mag., 1952, 29, N 217.
136. Tauson L.V., Kovalenko V.I., Znamenskaya A.S., Petrov L.L., Legeido V.A., Popolltov E.I., Prokopenko S.R. Distribution of Rare-earth elements (R.E.), Yttrium, Berillium and Tin in alkaline granitoides and their metasomatites. - Ahrens: Origins and Distribution of the Elements. Paris, 1968, p. 663-677.
137. Thompson R.N., MacKenzie W.S. Feldspar-liquid equilibria in peralkaline acid liquids: an experimental study.- Amer. J.Sci., 1967, 267, N 8.
138. Tilley C.E. Some aspects of magmatic evolution. - Quart. J. Geol. Soc. London, 1950, 106, p. 37-61.
139. Tomita T. On the chemical composition of cenozoic alkaline suite of the circum-Japan Sea region. - J.Shanghai Sci. Inst. Sect., 1935, 2, 1.
140. Truswell J.E., Cope R.N. The geology of parts on Niger and Laria provinces Northern Nigeria. Bull. Geol. Surv. Nigeria, 1963, N 29.
141. Tugarinov A.I., Knorre K.G., Shanin L.L., Prokofieva L. The problems of geochronology of the West African Precambrian. - Geochronol. Precamb. Stratif. Rocks. Univ. of Alberta. Canada, 1967.
142. Tugarinov A.I., Kovalenko V.I., Sobatobich E.V., Znamensky E.B., Legeido V.A., Brandt S.B., Zichansky V.D. The distribution of lead, isotopes, tin, niobium, tantalum, zirconium and hafnium in Nigerian granites. - Trans. Sympos. Origin and Distribution of Elements. Paris, 1967.
143. Turner D.C. Review of the Younger Granites of Northern Nigeria. Note multigraphiee, 1959.
144. Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granites in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . - Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, 74.
145. Tuttle O.F., Friedman J. Liquid immiscibility in the system H_2O - Na_2O - SiO_2 . - J.Amer. Chem. Soc., 70, 1948.
146. Vachette M. Essay de Synthèse des Determinations d'Âges Radiométriques de formations cristallines de l'ouest Africain

(Cote d'Ivoire, Mauritanie, Niger), - Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, Etudes Geochronologiques, 1964.

147. Washington H.S. The volcanoes and rocks of Pantelleria - J.Geol. Chicago, 1913, 21.

148. Washington H.S. The volcanoes and rocks of Pantelleria.- J. Geol. Chicago, 1914, 22.

149. Washington H.S. The composition of Rockallite. - Quart. J.Geol.Soc. London, 1914, 70,p.294-302.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Краткая геологическая и геохронологическая характеристика гранитоидов Нигерии	4
Глава 2. Петрографические и петрохимические особенности гранитоидов Нигерии	16
Глава 3. Распределение редких элементов в гранитоидах Нигерии	40
Глава 4. Гранитоидные комплексы с участием щелочных гранитов и сопоставление их с нигерийскими молодыми гранитами	70
Глава 5. Условия происхождения и эволюции щелочных гранитоидов	89
Заключение	96
Литература	99

Алексей Иванович Тугаринов
Владимир Иванович Коваленко

ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДОВ НИГЕРИИ

Утверждено к печати Ордена Ленина Институтом
геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского

Редактор издательства И.А. Клинова
Художественный редактор С.А. Литвак
Художник В.Г. Виноградов
Технический редактор В.И. Дьяконова

Подписано к печати 11/IX - 73 г. Формат 60x90¹/16
Бумага офсетная №1. Усл. печ.л. 6,75 + 1,75 вкл.
Уч.-изд.л. 9,25. Т-14238. Тираж 600 экз. Тип. зак. 587
Цена 84 коп.

Книга издана офсетным способом.

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62,
Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука".
Ленинград 199034, 9-я линия, 12

84 KOIL.

854