

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА РАЙОНА МЕЖДУРЕЧЬЯ УВОЛГИ—ЧАПЫ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

А. Д. НОЖКИН

(Представлено кафедрой геологии и разведки полезных ископаемых)

За исключением территорий, непосредственно примыкающих к золотоносным районам, северная часть Енисейского кряжа в геологическом отношении изучена весьма слабо. До сих пор не решены многие важные вопросы стратиграфии, тектоники и особенно интрузивного магматизма, недостаточно выяснены металлогенические возможности района. В связи с этим освещение в литературе новых сведений по геологии тех или иных конкретных его площадей должно вызывать, по нашему мнению, определенный интерес.

Занимаясь в течение 1960—1963 гг. тематическими исследованиями в междуречье Уволги—Чапы, а также отчасти к северу (р. Вороговка) и к югу (р. Тея) от него, автор имел возможность собрать обширный фактический материал по интрузивным образованиям данной территории. Обработка этого материала и послужила основой для написания настоящей статьи.

Указанный район принадлежит к северной осевой части Енисейского кряжа, располагаясь в пределах северо-восточного крыла Татарского антиклинория. Главным структурным элементом описываемой площади является так называемый Уволжский грабен, протягивающийся в северо-западном направлении от долины р. Уволги до р. Чапы на расстояние около 60 км (рис. 1). По обрамлению грабена развиты в основном глубоко метаморфизованные образования пенченгинской свиты среднего протерозоя, которые в отдельных случаях трансгрессивно перекрыты метаморфической толщей верхнего протерозоя (горбилкокская и удерейская свиты). Непосредственно в строении грабена принимают участие слабометаморфизованные отложения вендского комплекса, подразделяемые на три свиты: лопатинскую, чивидинскую и немчанскую [8]. Принадлежность их к докембрию [16] подтверждается, в частности, цифрой абсолютного возраста глауконита из верхних горизонтов немчанской свиты, равной 693 млн. лет (материал автора, определения Л. В. Фирсова, 1964).

Интрузивные породы распространены исключительно среди метаморфических толщ, обрамляющих грабен. Детально они здесь никем ранее не исследовались. В отчетах Г. Е. Несмиха, Е. В. Покровского, В. И. Казарова, Ю. А. Кудрявцева и других геологов, возглавлявших в разное время геологопоисковые работы, дается лишь краткое описание некоторых гранитоидов, относимых обычно к единому комплексу протерозойского возраста. В опубликованной литературе упоминание о грани-

тоидах р. Уволги имеется только в работе О. А. Глико [5], который к материалам исследований Г. Е. Несмиха и Е. Я. Яценко приводит сжатую характеристику ногатинских и уволжских гранитов.

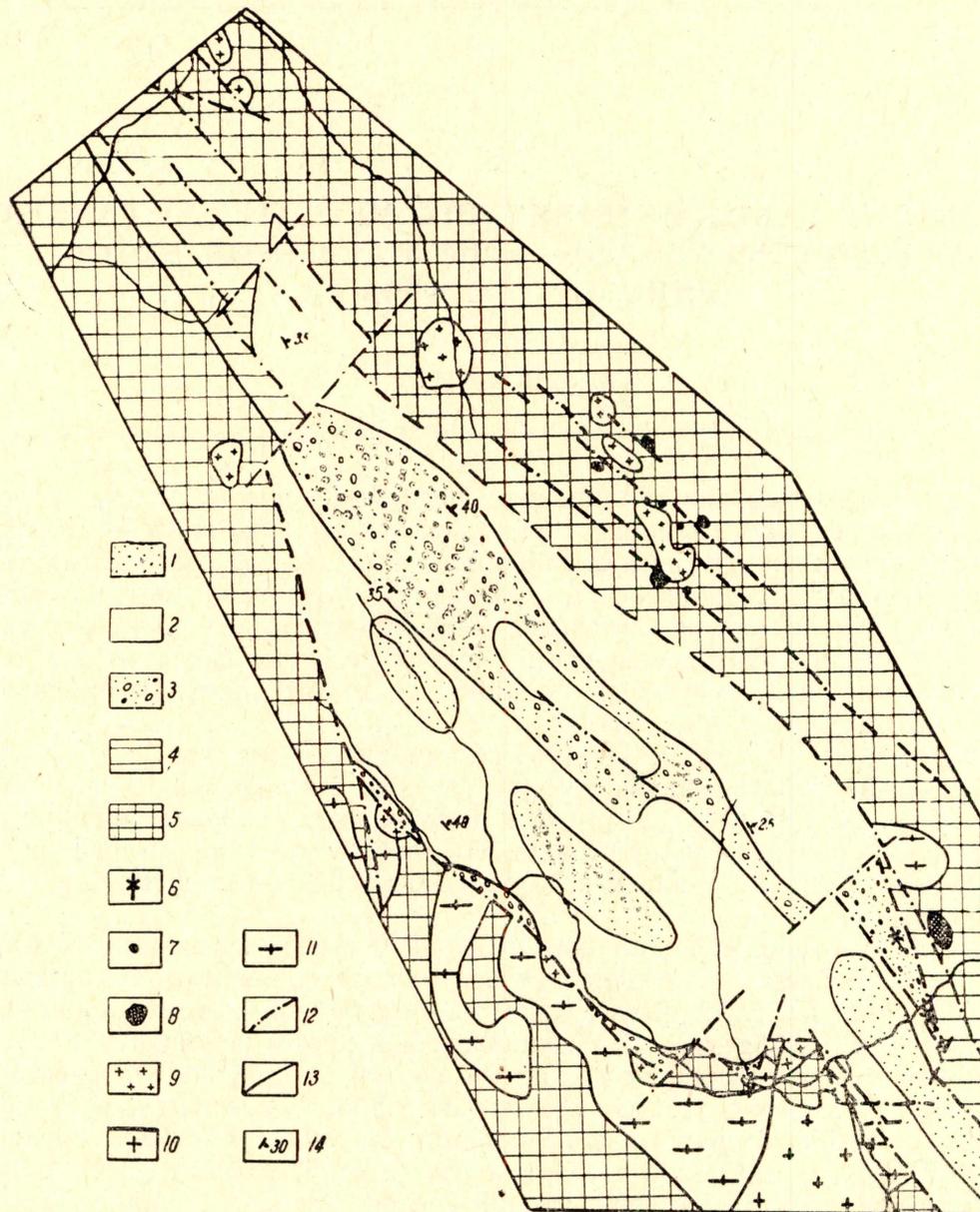


Рис. 1. Схема пространственного размещения интрузивных образований в междуречье Уволги-Чапы. Составил А. Д. Ножкин, 1963 г. Отложения верхнего структурного яруса: 1 — немчанская свита, 2 — чивидинская свита, 3 — лопатинская свита, 4 — образования среднего структурного яруса (удерейская и горбилковская свиты), 5 — метаморфическая толща нижнего структурного яруса (пенченгинская свита), 6 — ультраосновные породы жильного типа, оливинные пироксениты), 7 — нефелиновые сиениты (в свалах), 8 — сиениты, кварцевые сиениты, сиенит-порфиры, 9 — мелкозернистые граниты, 10 — ногатинские граниты, 11 — гнейсо-граниты; 12 — разрывные нарушения, 13 — геологические границы, 14' — элементы залегания слоистости пород

Исследованиями автора установлено, что кроме гранитов, в районе развиты щелочные и ультраосновные породы. На основании общегеологических, петрографических, петрохимических, фациальных, гео-

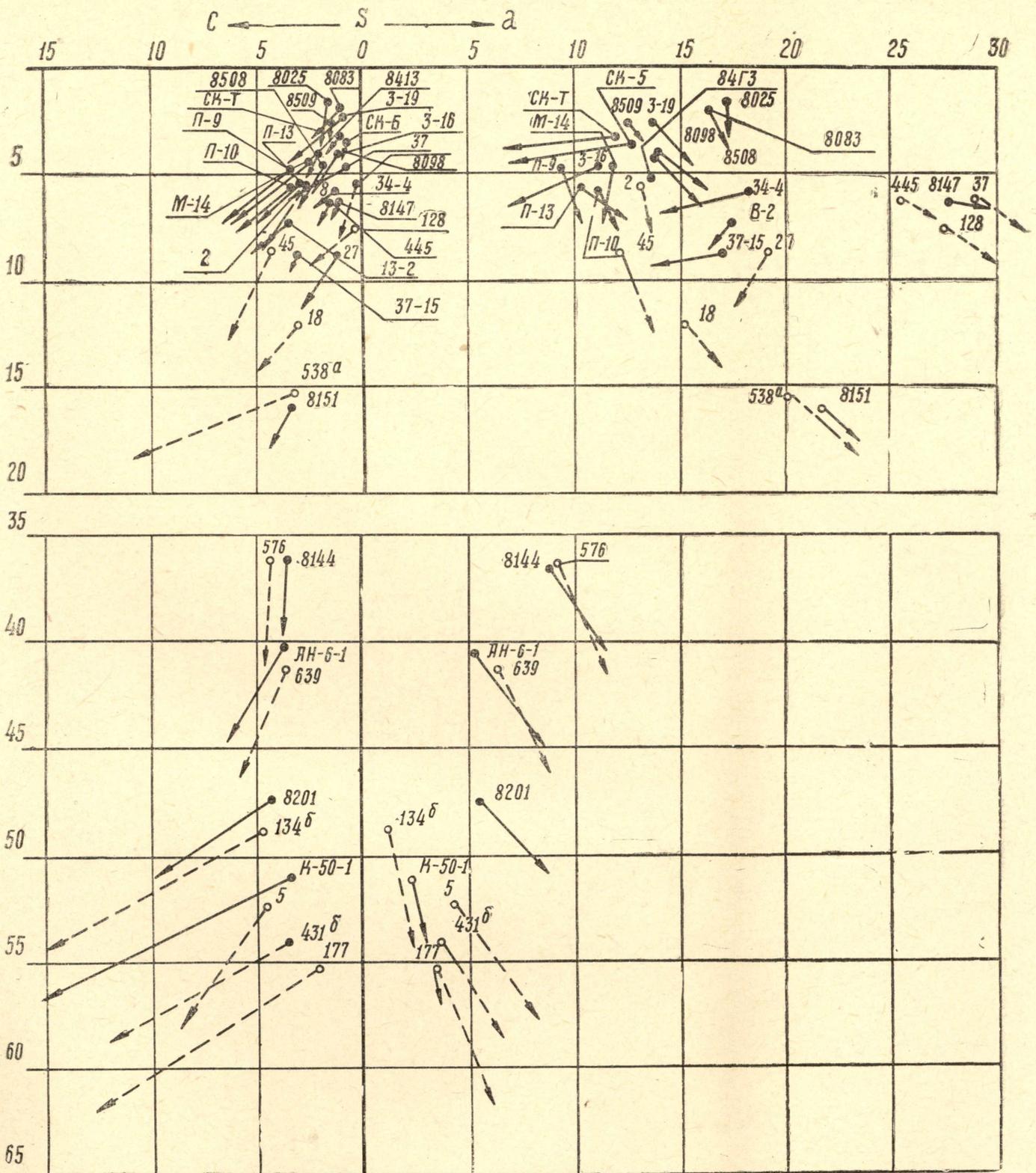


Рис. 2. Диаграмма химических составов магматических пород 8413, 3—19, П-10 — гнейсо-граниты; П-9, П-13 — гранодиориты (р. Уволга); Ск-Б, 3—16 — ногатинские биотитовые граниты Ск-Т, М-14 — ногатинские турмалиновые граниты; 8098 — гранит мелкозернистый (р. Нойба); 8083 — гранит мусковитовый; 8025 — гранит альбитизированный; 8508 — гранит порфировидный; 8509 — гранит мелкозернистый (р. Уволга); 34—4 — сиенит кварцевый; В-2 — сиенит, 37—15 — сиенит-порфир; 8147 — нефелиновый сиенит-порфир; 8151 — цеолитизированный сиенит-порфир; 8144 — бекинкенин; 8201, К-50—1 — жильные кимберлиты; АН-6-1 — оливиновый пироксенит. Средние типы пород по Р. Дэли; 2 — докембрийский гранит Швеции; 45 — гранодиорит, 18 — сиенит; 27 — кератофир; 37 — фойяит; 41 — фонолит; 128 — тингуаит. Некоторые типы горных пород, получившие особое название (по А. Н. Заварицкому): 445 — апачит; 538а — викоит; 576 — бекинкенин; 639 — оливиновый тешенит. Кимберлитовые породы Сибири: 134-Б — жильный кимберлит р. Чапы [6]; 431-Б — жильный кимберлит Чадобецкого поднятия [14]; 177 — жильный кимберлит Якутии [7]; 5 — кимберлитовая брекчия Якутии [7].

химических и других признаков отчетливо выделяется пять самостоятельных последовательных во времени интрузий: 1) уволжская интрузия гнейсо-гранитов, 2) интрузия ногатинских гранитов, 3) нойбинская интрузия мелкозернистых гранитов, 4) интрузия сиенитов, 5) интрузия щелочно-ультраосновных пород жильного типа. Указанные интрузии в значительной мере отвечают пяти совершенно определенным магматическим комплексам или конкретным магматическим формациям [9].

Интрузия гнейсо-гранитов. Основные массивы гнейсо-гранитов находятся западнее Уволжского грабена и размещены в приосевой части Татарского антиклинория среди мраморов и кристаллических сланцев пенченгинской свиты. Залегание их, как правило, согласное с главными структурными элементами метаморфических толщ.

Наиболее распространенным типом пород, слагающим интрузивные тела, являются серые биотитовые порфиroidные гнейсо-граниты, которые в отдельных случаях сменяются мусковитовыми гранитами, а в зоне контакта нередко переходят в гранодиориты. В пределах массивов встречаются также жилообразные тела пегматитов.

Обычен следующий состав гнейсо-гранитов: калишпат (30—35%), плагиоклаз № 12—15 (20—30%), кварц (30—35%), биотит (5—10%). По составу аксессуариев они относятся к циркон-апатитовому типу. Структура пород неясно гипидиоморфная. Идиоморфизм плагиоклаза часто затушеван явлениями замещения его микроклином. На отдельных участках структура гнейсо-гранита приобретает вид гранобластовой, пойкилобластовой, микропегматитовой.

В петрохимическом отношении это — породы нормального ряда, пересыщенные кремнеземом ($Q = 31—37,5$), с преобладанием окиси калия в составе щелочей ($n < 50$) (табл. 1, рис. 2).

Формирование гнейсо-гранитов происходило, очевидно, в условиях абиссальной фации [10—18], на что указывают такие признаки, как сравнительно однообразный состав пород, обусловленный однофазным становлением интрузии, средне- и крупнокристаллический их облик, постоянное присутствие свежих порфиробластических выделений микроклина, развивающегося метасоматическим путем, отсутствие зональности у плагиоклаза, параллельно-линейные текстуры, подчеркивающиеся табличками полевых шпатов и биотита, наличие линзообразных пегматитов и др. В большей мере об этом свидетельствует характер контактовой зоны: развитие широкого (до 0,5—1 км) поля кварц-слюдяных, кварц-гранат — слюдяных кристаллических сланцев, а также гнейсов и мигматитов.

Уволжские гнейсо-граниты являются наиболее древними гранитоидами района. В связи с тем, что встречаются они лишь в образованиях пенченгинской свиты, уверенно можно говорить только о нижней возрастной границе этих пород и, следовательно, считать их не древнее метаморфических толщ тейской серии. Судя по имеющимся в литературе описаниям [3, 5, 11], порфиробластические гнейсо-граниты в Енисейском кряже имеют широкое распространение. Ими сложены такие массивы, как Посольненский, Рязановский, Гаревский, Уволжский, Тейский, Чапский и др. М. И. Волобуевым и др. [2, 3] гнейсо-граниты Заангарья объединяются в так называемый тейский комплекс. Очевидно, Уволжская интрузия может быть включена в состав этого комплекса, поскольку располагается она в той же линейной зоне осевой части Татарского антиклинория, в пределах которой размещены Тейский, Чапский и др. массивы. Абсолютный возраст Тейского массива около 1000 млн. лет [2, 3].

По своим особенностям тейский комплекс отвечает формационному типу гранитных батолитов. Действительно, крупные линейновытяну-

Химический состав интрузивных пород (вес %)

Ком- по- нен- ты	Гнейсо-граниты					Ногатинские граниты				Мелкозернистые граниты				
	8413	3—19	П-10	П-9	П-13	Ск-Б	3--16	Ск-Т	М-14	8098	8083	8025	8508	8509
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	72,05	75,5	70,34	72,66	72,66	74,5	76,12	75,68	72,02	73,4	72,7	72,72	72,38	77,22
TiO ₂	0,44	0,18	0,32	0,36	0,32	0,27	0,2	0,22	0,32	0,22	0,14	0,12	0,38	0,21
Al ₂ O ₃	13,65	11,95	13,57	12,55	12,18	13,97	12,15	13,01	12,97	13,08	14,36	15,69	13,42	11,81
Fe ₂ O ₃	0,83	0,41	0,86	0,49	0,49	0,09	0,62	0,20	0,61	0,73	0,27	0,09	0,55	0,36
FeO	2,95	1,24	3,19	3,08	3,19	1,50	1,32	1,23	2,64	1,8	1,23	1,39	2,3	1,97
MnO	0,01	сл.	0,03	0,02	0,02	0,01	сл.	0,01	0,02	0,02	0,03	0,05	0,02	0,03
MgO	0,32	0,27	0,69	0,69	0,43	0,07	0,49	0,07	0,65	0,65	0,21	0,14	0,65	0,21
CaO	1,9	1,16	3,20	3,10	3,50	0,8	0,52	1,2	2,10	1,5	1,2	1,3	2,2	1,4
Na ₂ O	3,1	2,47	2,09	1,92	1,55	2,9	1,69	3,68	2,24	4,54	4,08	6,86	3,85	5,14
K ₂ O	4,8	6,01	4,64	3,85	4,90	5,42	6,43	3,2	4,9	3,74	5,4	1,87	4,24	1,22
H ₂ O	0,1	-	0,18	0,12	0,1	0,08	-	-	0,18	-	0,06	0,12	0,06	-
P ₂ O ₅	0,1	0,08	0,11	0,08	0,07	-	-	-	0,17	0,06	0,06	0,05	0,1	0,03
п.п.п.	0,55	1,22	1,00	1,38	1,02	1,11	0,06	0,72	1,19	0,61	0,6	0,38	0,47	0,76
Сумма	100,77	100,49	100,22	100,3	100,37	99,54	100,39	99,22	100,01	100,35	100,34	100,78	100,62	100,36

Продолжение табл. 1

Химический состав интрузивных пород (вес %)

Сиениты, нефелиновые сиениты						Ультраосновные породы						
34 - 4	В-2	37-15	8147	8151	8144	8201	К-50-1	134-Б	431-Б	5	177	АН-6-1
16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
66,48	61,42	60,1	54,26	46,28	42,04	32,0	33,0	34,62	30,23	29,45	30,13	38,92
0,62	0,26	0,46	0,29	1,47	3,33	3,1	3,15	2,41	3,29	0,81	3,6	2,41
16,59	17,95	19,59	21,01	18,9	12,02	8,34	6,53	7,33	8,06	8,92	4,72	9,68
1,9	2,57	2,88	2,29	4,02	5,21	3,63	5,75	2,39	8,29	4,58	8,15	2,94
1,81	3,63	2,09	2,38	4,93	9,78	11,01	9,75	8,06	5,29	1,17	6,68	8,58
0,02	0,04	0,09	0,2	0,21	0,19	0,54	0,45	0,25	0,22	0,04	0,12	0,19
0,25	0,54	0,32	0,21	1,44	7,85	7,38	15,85	15,33	14,94	13,65	25,87	9,67
0,80	2,75	2,60	1,8	5,72	10,42	10,63	7,4	10,58	16,2	17,42	7,05	12,2
4,6	2,65	3,30	8,71	5,24	3,72	0,76	0,32	0,06	0,03	0,85	0,45	1,64
5,56	7,7	6,5	5,0	5,1	0,35	1,85	0,93	0,41	1,89	1,13	0,96	1,15
0,24	0,16	0,10	0,24	0,33	0,2	-	-	0,38	-	-	-	0,16
0,08	0,04	0,05	0,07	0,39	0,57	0,77	0,51	-	0,32	-	0,34	0,44
0,66	2,10	1,79	4,02	6,0	4,47	20,01	16,45	18,47	9,72	21,3	13,85	12,41
99,61	99,91	99,86	100,41	100,2	100,15	100,06	100,15	100,29	98,93	100,31	100,35	100,39

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Числовые характеристики														
a	13,4	13,7	11,3	9,59	10,37	13,6	12,33	12,2	11,83	14,1	16,4	17,06	14,2	12,4
b	2,2	0,9	3,0	3,51	2,89	0,9	0,58	1,3	2,57	1,05	1,2	1,5	1,58	1,4
s	3,8	2,4	5,3	4,65	5,18	3,8	4,55	3,2	4,32	3,85	1,92	1,64	4,16	2,5
a'	80,6	83,0	80,0	82,25	81,56	81,7	82,54	83,3	81,28	81,0	80,48	39,7	80,0	83,7
f'	-	-	-	-	-	60,0	45,5	56,2	4,7	-	-	-	-	-
c'	86,0	62,2	71,1	71,1	65,00	36,7	37,2	39,6	68,7	63,5	73,0	84,0	56,3	76,9
m'	2	18,9	8,9	4,3	22	-	-	-	-	21,1	10,0	0	21,0	10,3
n	-	-	-	-	-	3,3	17,3	4,2	26,6	15,4	17,0	16,0	22,5	12,8
φ	49,5	38,4	40,9	43,6	32,4	45,9	28,5	63,2	40,6	65,1	53,0	85,0	58,0	86,3
t	17,2	16,0	12,0	0,8	7,8	1,6	11,4	4,1	12,5	15,4	14,0	4,0	11	10,2
Q	0,4	0,25	0,3	0,4	0,3	0,2	2,4	0,2	0,3	0,33	0,1	0,4	0,4	0,2
a/c	31,6	37,7	34,4	40,44	33,49	35,3	39,83	40,9	36,45	32,6	26,98	23,48	30,18	41,2
	6,1	15,2	3,3	2,7	3,6	15,1	21,3	9,3	4,6	13,4	13	11,4	9,0	8,8

Примечание. Химические анализы выполнены в Томской комплексной экспедиции. 8413—гнейсо-гранит серый порфиroidный; 3—19—гранит розовато-серый порфиroidный; П-10—гнейсо-гранит серый порфиroidный; П-9—гранодиорит серый биотитовый; П-13—гранодиорит розовато-серый биотитовый; 3—16—гранит розовый, лейкократовый; Ск-Т—гранит светло-серый турмалиновый; М-14—гранит розовый биотит-турмалиновый; 8098—гранит мелкозернистый биотитовый; 8083—гранит мусковитовый; 8025—гранит мелкозернистый слабоальбитизированный; 8508—гранит порфиroidный; 8509—гранит светло-серый с повышенным (до 40%) содержанием кварца; 34—4—кварцевый сиенит; В-2—сиенит; 37—15—сиенит-порфир; 8147—нифелиновый сиенит-порфир; 8151—цеолитизированный сиенит порфир; 8144—бекинкит; 8201—жильный кимберлит кл. Марсаловского; К-50-1—жильный кимберлит р. Уволги; 134-Б—жильный кимберлит р. Чапы [6]; 431-Б—жильный кимберлит Чадобецкого поднятия [14]; 5—кимберлитовая брекчия, Якутия [7]; 177—жильный кимберлит Якутии [7]; АН-6—1—оливиновый пироксенит

Продолжение табл. 1

16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
18,07	17,48	17,44	27,65	20,95	8,72	5,6	2, 2	0,89	3,48	4,2	3,43	5,4
0,94	3,36	3,34	0,932	3,56	3,78	4,5	3, 59	4,94	3,76	4,7	1,99	4,5
5,89	7,04	7,05	6,3	15,65	35,5	47,3	1,503	48,5	53,8	52,0	55,75	40,7
75,1	72,12	72,17	65,1	60,83	51,0	42,6	3,418	45,67	38,9	39,1	39,33	49,4
36,8	7,6	7,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
56,5	80,0	80,0	72,65	56,4	33,7	39,3	1,36	22,7	23,0	11,5	15,9	28,2
-	-	-	21,65	26,6	24,5	26,6	1,19	19,0	30,0	37,5	23,7	29,1
6,9	12,4	12,4	5,7	16,9	33,8	34,1	6,55	58,3	47,0	51,0	6,37	42,7
55,7	35,0	35,0	72,5	61,0	91,6	37,1	3,33	33,3	20,0	55,6	13,0	67,8
28,6	30,05	30,0	31,8	24,2	12,4	8,7	0,13	4,62	13,3	8,71	7,7	6,6
0,7	0,4	0,4	0,4	2,4	5,5	8,2	6, 8	4,94	7,52	2,0	6,81	4,4
14,3	5,52	5,52	26,07	24,79	19,26	30,5	1,26	14,4	32,8	30,9	3,2	16,5
19,2	5,2	5,2	23,6	5,88	2,3	1,2	0, 6	0,19	0,93	0,89	1,72	1,2

тые в плане массивы обнаруживают отчетливую связь с основным направлением складчатых структур района. Залегая среди метаморфической толщи среднего протерозоя, магматические тела носят явные признаки образований, возникших на месте вмещающих пород. Такие признаки можно видеть, прежде всего, в приконтактной зоне массивов, где биотитовые гнейсо-граниты постепенно по направлению к контакту сменяются еще более обогащенными биотитом, гранодиоритом, затем мигматитами, биотитовыми гнейсами и, наконец, биотитовыми, кварц-биотитовыми и др. кристаллическими сланцами. По существу, здесь наблюдается законсервированная зональность магматического замещения с широким проявлением собственно метасоматических процессов. Важным признаком неинтрузивного характера тел является и отсутствие основных и средних пород чисто магматического происхождения, которые могли бы явиться продуктами внедрения основной или средней магмы.

М. И. Волобуев и др. [3] полагают, что гнейсо-граниты северной части кряжа образуются в раннескладчатую стадию рифейского геосинклинального этапа. Ю. А. Кузнецов [9] подобные батолитовые тела считает дорифейскими синтетектоническими. По его мнению, именно этим, а также замещением не осадочных, а метаморфических толщ объясняется их своеобразие, проявляющееся в отчетливой гнейсовидности и широком развитии в приконтактных зонах фельдшпатизированных пород.

Можно думать, что уволжские гнейсо-граниты сформированы в доухопитское время, поскольку в базальных горизонтах сухопитской серии в участках, окаймляющих эти граниты, в большом количестве встречаются обломки микроклина, аналогичного таковому порфиروبластов гнейсо-гранитов.

Не исключено, что гранитоиды, аналогичные описанным, имеют широкое распространение в складчатых областях и представляют собой своеобразный гнейсо-гранитный формационный тип.

Полезных ископаемых в связи с данной интрузией в районе неизвестно. Судя по содержанию элементов-примесей в магматических породах, исходная магма была обогащена Zr, Ba, Sr, Mn, Ag, в меньшей мере Mo, Sn, Be, Y.

Ногатинская гранитная интрузия. Совершенно иного типа граниты, развитые на водоразделе Уволги—Ногаты и известные под названием ногатинских. Ногатинская интрузия в районе образует один небольшой (25 км^2) массив, имеющий в плане изометричную форму. На севере у устья Ногаты он прорывает и метаморфизует гнейсо-граниты и кое-где граничит по тектоническим нарушениям с осадочными породами вендского комплекса. Большая часть его размещена в метаморфических породах пенченгинской свиты.

Ногатинский массив принадлежит к типу дискордантных, пост-тектонических интрузивов с автономной внутренней тектоникой. Контакты его с вмещающими породами резкие.

В составе массива преобладают красные среднезернистые биотитовые граниты, состоящие из калишпата (45—50%), альбит-олигоклаза № 12—15 (20—22%), кварца (35—37%), биотита (5%). Акцессорные минералы представлены сфеном, ортитом, магнетитом. Структура пород гипидиморфнозернистая, иногда гранулитовая и типичная гранитная. В приконтактной части тела развиты турмалиновые граниты, обогащенные флюоритом и цирконом.

Петрохимической особенностью ногатинских гранитов является пересыщенность их глиноземом и особенно кремнеземом ($Q = 35—40$),

низкое содержание полевошпатовой извести ($S=0,58-0,9$) и преобладание в составе щелочей окиси калия ($n=28-40$) (табл. 1, рис. 2).

Околоконтактная зона интрузива представлена различными по составу роговиками, окремненными породами и скарнами. Среди последних преобладают пироксеновые и пироксен-гранатовые разности, подчиненное значение имеют гранат-магнетитовые, везувиановые и пироксен-эпидотовые скарны.

Граниты и скарны в нескольких местах прорезаны рядом секущих жил пегматитов, которые отличаются грубозернистой пегматоидной или реже графической структурой и состоят из микроклина, альбита, кварца, турмалина, биотита.

По размерам и условиям залегания массив следует относить к типу штоков. Становление его происходило скорее всего в нормально-гранитной средне-глубинной фации. Об этом свидетельствуют: однообразие петрографического состава пород, слабое развитие порфировых, мелкозернистых эндоконтактных субфаций, характер контактового метаморфизма и проявление пегматитовой фазы.

Абсолютный возраст интрузии (по ортиту, материал автора, определения М. И. Волобуева и др.) 660 ± 45 млн. лет. На этом основании ее по возрасту наиболее правильно параллелизовать с аяхтинской интрузией, абсолютный возраст которой, по данным этих же исследователей, 670 ± 40 млн. лет [2, 3], и которая тоже, между прочим, является ортитоносной. Следовательно, как ногатинские, так и аяхтинские граниты скорее всего принадлежат к единому аяхтинскому комплексу [3].

Ю. А. Кузнецов [9], рассматривая верхнепротерозойские граниты центральной части Енисейского кряжа, относит их к формационному типу гранитных батолитов. Ногатинский интрузив по условиям залегания принципиально не отличается от других массивов. Следует только заметить, что в том эрозионном срезе, в котором сейчас наблюдается массив, очевидно, он представляет интродуцированное тело, т. е. частично раскристаллизованная магма претерпела некоторое перемещение вверх.

На основании имеющихся в настоящее время сведений по абсолютной геохронологии магматических образований Енисейского кряжа, можно полагать, что верхнепротерозойские граниты в данном регионе имеют весьма длительную историю формирования, причем в разных структурно-фациальных зонах они возникали в разное время. Исследуемый район принадлежит к той структурно-фациальной зоне, в которой проявились ранняя и поздняя, так сказать, фазы гранитоидного магматизма батолитового типа. Первая из них (гнейсо-граниты) имела место в раннескладчатую стадию собственно рифейского геосинклинального этапа или сформирована в дорифейское время, вторая — ногатинские граниты — в позднеорогенную стадию орогенного этапа.

Главная фаза формирования гранитных батолитов (посольно-ангарский комплекс, возраст 850 ± 60 млн. лет [2, 3]) совпадает с раннеорогенным этапом развития Енисейской ветви Байкальской геосинклинали. Большая часть массивов посольно-ангарского комплекса сосредоточена в соседних юго-западных районах, где гранитоиды тейского и аяхтинского комплексов не проявились вообще или проявились слабо.

В связи с ногатинской интрузией известны магнетитовое оруденение и редкометальная минерализация в скарнах. Граниты характеризуются повышенными, по сравнению с кларковыми для этих пород, содержаниями Ni, Co, Mn, Pb, Cu, Zn, As, Y, Yb. Важной геохимической

особенностью гранитов и скарнов является также повышенная их оловоносность.

Нойбинская интрузия мелкозернистых гранитов представлена рядом небольших тел, особенно часто встречающихся в бассейне р. Нойбы, реже в верховьях р. Уволги. В верховьях р. Нойбы известно 10 тел таких гранитов, площадь наиболее крупного из них равна $4,5 \text{ км}^2$, большинство же тел имеет площадь не более $1,5 \text{ км}^2$. В плане тела обычно неправильные с извилистыми очертаниями.

В составе интрузии преобладают розовато-серые мелкозернистые граниты (олигоклаз № 14—15—30—35%, калишпат 25—30%, кварц 25—30%, биотит 5—7%), по составу акцессориев относящиеся к сфенциркон-ильменитовому типу. Структура пород гипидиоморфнозернистая, чаще нормально гранитовая. Среди них распространены светло-серые альбитизированные граниты, сложенные сахаровидным альбитом и подчиненными ему кварцем и тонко чешуйчатым серицитом, а также мусковитовые граниты. Последние не образуют самостоятельных интрузивных тел, а обычно появляются в апикальных частях массивов, сложенных биотитовыми гранитами. Мусковитовые граниты зачастую переходят в грейзенизированные граниты и типичные грейзены.

Общей петрохимической особенностью отмеченных разновидностей гранитов является принадлежность их к нормальному ряду пород (по А. Н. Заварицкому), повышенное содержание щелочей ($a = 14—17$) с преобладанием окиси натрия ($n = 56,3—76,9$), низкое значение полевошпатовой извести (C — до 1,5) (табл. 1, рис. 2).

Контактный метаморфизм, вызванный данной интрузией, незначительный. Жильная свита представлена дайками спессартитов. По этим и другим признакам можно считать, что формирование гранитов происходило в условиях гипабиссальной фации с широким проявлением высокотемпературных постмагматических процессов, приведших по существу к образованию типичных апогранитов [1].

Среди гранитоидов это наиболее молодые образования. Они прорывают ногатинские граниты, метаморфизуют все образования докембрия вплоть до конгломератов лопатинской свиты [13] и, в свою очередь, пересекаются нижеописываемыми палеозойскими сиенитами.

Возрастных аналогов данных гранитов, судя по радиологическим исследованиям, в южных районах кряжа неизвестно. Сведения по абсолютному возрасту гранитоидов северной части кряжа весьма ограничены.

По условиям залегания, составу, проявлению высокотемпературных изменений в виде альбитизации, мусковитизации и пр. описываемые граниты весьма напоминают дайковые образования устья кл. Согренского (р. Ангара) [11], граниты р. Рудиковки и р. Климовки, гранит-порфиры р. Б. Пита. Подобные граниты нами наблюдались в верховьях рр. Вороговки, Тырады, Кутукаса, Н. Сурнихи (к северо-западу от описываемой площади).

В целом, по нашему мнению, комплекс мелкозернистых гранитов по всем своим особенностям отвечает формационному типу субвулканических гранитов геоантиклинальных подвижных зон. Это тем более вероятно, что на отдельных участках подобные граниты встречаются в тесной пространственной связи с кислыми эффузивами.

Важной геохимической чертой описываемых гранитов является повышенное содержание в них редких элементов (Mo, Zr, Be, Li, Nb и др.).

Интрузия сиенитов развита вдоль восточного обрамления Уволгского грабена. В ее составе преобладают сиениты, кварцевые сиениты и щелочные сиенит-порфиры, которые слагают ряд небольших интрузивных тел.

живных тел, представленных дайками и штоками. Сиениты состоят из калишпата (85—90%), биотита или роговой обманки (до 5%), альбита (5—10%). В кварцевых сиенитах присутствует кварц в количестве до 5—10%, а в сиенит-порфирах отмечен баркевекит до 3%. Акцессорные минералы представлены ауэрлитом, сфеном, флюоритом, реже цирконом, апатитом. Сиениты и кварцевые сиениты обладают гипидиоморфнозернистой структурой. Для щелочных сиенит-порфиров характерна трахидоидная структура основной массы, приближающаяся к бостонитовой.

В петрохимическом отношении это образования плюмазитового ряда ($a' = 7,6-39,2$), слабо пересыщенные кремнеземом ($Q = 3-14$), с преобладанием калия в составе щелочей ($n = 35-41$).

Приконтактовые изменения вмещающих пород проявляются лишь в слабой перекристаллизации в зоне шириной 5—10 м. Гораздо более интенсивно выражены процессы щелочного метасоматоза, проявляющиеся в калишпатизации и альбитизации как интрузивных тел, так и вмещающих пород, а также в развитии различных по составу постмагматических образований.

Судя по небольшим размерам тел, имеющим форму штоков и даек, мелкозернистому, иногда порфировому облику пород, их слабому контактовому воздействию на вмещающие породы, можно заключить, что формирование сиенитов происходило в условиях гипабиссальной или даже приповерхностной фаций.

В последнее время субщелочные граниты, сиениты и щелочные сиениты выявлены в бассейне р. Вороговки, в верховьях рр. Кутукаса Исаковки, Н. Сурнихи и в других местах. В целом они образуют довольно протяженную зону северо-западного простирания, совпадающую с долгоживущим глубинным разломом.

Абсолютный возраст интрузии сиенитов (по ториту, ауэрлиту, материал автора), согласно определениям Р. М. Гольда и др. (Томский политехнический институт), 470 ± 15 млн. лет, а по данным исследований М. И. Волобуева и др. (Московский университет) — 555 ± 25 млн. лет. Следовательно, в том и другом случае цифры абсолютного возраста позволяют считать интрузию сиенитов нижнепалеозойской. Примерно аналогичный возраст (530—570 млн. лет) имеют пегматиты щелочных сиенитов Средне-Татарского массива [2, 3].

Таким образом, становление комплекса сиенитов связано с нижнепалеозойской тектоно-магматической активизацией, которая произошла скорее всего на границе среднего и верхнего кембрия.

Сиениты, по мнению автора, наиболее правильно относить к щелочной гранитоидной формации в том понимании, как это показано в работе Ю. М. Шейнмана и др. [19]. Основанием для этого является: а) пространственная связь сиенитов с верхнепротерозойскими гранитоидами, б) незначительный перерыв во времени между процессами становления щелочного комплекса и наиболее позднего среди гранитоидов комплекса субвулканических гранитов, в) свойственная щелочным породам гранитного ряда геохимическая специализация данного комплекса (Ba, Sr, Mo, Pb, Nb и др.).

В бассейне р. Нойбы обнаружены нефелиновые породы (14), представленные нефелиновыми сиенит-порфирами, цеолитизированными пироксеновыми сиенит-порфирами и бекинкинитами (табл. 1, рис. 2), которые резко отличаются от субщелочных и щелочных гранитоидов. По ряду признаков они приближаются к щелочным базальтоидам, развитым в бассейне рр. Чингасона и Алманакана, возрастное положение и формационная принадлежность которых сейчас не совсем ясны и будут нами впоследствии особо рассмотрены.

Инtruзия щелочно-ультраосновных пород жильного типа. По составу, петрохимическим и другим особенностям выделяется два типа пород: жильные слюдяные кимберлиты и оливиновые пироксениты.

Жильные кимберлиты автором установлены в юго-восточной части Уволжского грабена среди красноцветных конгломератов лопатинской свиты. Все жилы ориентированы в северо-западном ($310-330^\circ$) направлении и падают под углом $40-50^\circ$ на северо-восток. Мощность их $0,3-0,4$ м. Контакты жил с вмещающими породами очень резкие. На вмещающие породы они производят весьма ничтожное контактовое воздействие. Обычно наблюдается лишь слабое осветление красноцветных конгломератов в зоне мощностью $0,5-1,5$ см.

Кимберлит интрузивных жил представляет собой плотную породу голубовато-серого цвета, имеющую массивную или брекчиевую текстуру, мелкопорфировую структуру.

При исследовании под микроскопом обращает на себя внимание сильная измененность породы. В порфировых выделениях, составляющих не менее 25% от общего его объема, и в обломках видны псевдоморфозы карбоната, серпентина и халцедона по оливину. Основная масса состоит из тонкокристаллического агрегата карбоната и серпентина с многочисленными призматическими выделениями измененного пироксена, пластинками флогопита. Аксессуары представлены апатитом, ильменитом, магнетитом, единичными зернами хромита.

Химический состав и петрохимические свойства описанных пород близки жильным кимберлитам р. Чапы, Чадобецкого поднятия, кимберлитовым брекчиям Якутии [6, 7, 15].

Севернее, на р. Чапе (рч. Глубокий, Алманакан, Чингасан) подобные жильные образования находятся в тесной пространственной связи с типичными трубками взрыва.

Вместе с жильными телами кимберлитов в левобережье кл. Марсаловского канавами были вскрыты две неизменные дайки ультраосновного состава, ранее подробно описанные нами совместно с Ф. П. Кренделевым [8]. Эти дайки по составу соответствуют жильной фации оливиновых пироксенитов. Присутствие титансодержащего авгита и особенно флогопита позволяют их отнести к ультраосновным породам щелочного ряда. Об этом же свидетельствуют и петрохимические свойства (табл. 1), которые весьма близки к таковым тешенита (рис. 2).

Кимберлиты и оливиновые пироксениты бассейна р. Уволги прорывают отложения вендского комплекса. В районе р. Чапы кимберлитовые трубки пересекают карбонатные отложения нижнего кембрия. Следовательно, уже на этом основании их нельзя считать протерозойскими. По нашему мнению, наиболее правильно интрузию щелочно-ультраосновных пород считать одновозрастной с аналогичными образованиями Сибирской платформы.

Формационный тип измененных жильных образований, очевидно, может быть охарактеризован как кимберлитовый. Оливиновые пироксениты скорее всего представляют поздние дифференциаты трапповой формации [17].

Таким образом, приведенный материал свидетельствует о довольно сложной истории интрузивных образований исследуемого района, приуроченных к зоне долгоживущего глубинного разлома, испытавшего неоднократную тектоническую активизацию. При этом наиболее интенсивно активизация проявилась в нижнепалеозойскую и мезозойскую эпохи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А. А., Северов З. А., Ситкин Л. А., Субботин К. Д. — Альбитизированные и грейнизированные граниты (апограниты), изд. АН СССР, 1962.
 2. Волобуев М. И., Зыков С. И., Мусатов Д. И., Ступникова Н. И. — Магматические формации Енисейского края. Материалы по геологии и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 3, 1962.
 3. Волобуев М. И., Зацепина Е. Ф., Зыков С. И., Ступникова Н. И. — Магматические формации и магматические комплексы Енисейского края, Вопросы геологии Красноярского края. Изд. МГУ, 1964.
 4. Геология СССР, т. 15. Красноярский край, ч. I, 1961. Стратиграфия и магматизм Енисейского края.
 5. Глико О. А. Геологическое строение и металлогеническое районирование Енисейского края. Сов. геология, сб. 62, 1957.
 6. Карпинский Р. Б. О находке жильных кимберлитов в Енисейском крае. Матер. по геологии полезн. ископ. Красноярского края, вып. 3, 1962.
 7. Ковальский В. В. — Кимберлитовые породы Якутии. Изд. АН СССР, т. 130, № 2, 1960.
 8. Кренделев Ф. П., Ножкин А. Д. — О послекембрийском магматизме в Енисейском крае. Геология и геофизика, № 9, 1961.
 9. Кузнецов Ю. А. — Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», 1964.
 10. Кузнецов Ю. А. — Фации магматических пород. Вопросы геологии Азии. Изд. АН СССР, т. 2, 1955.
 11. Кузнецов Ю. А. — Петрология докембрия Южно-Енисейского края. Матер. по геологии Западной Сибири, № 15, Томск, 1941.
 12. Моор Г. Г. — Дифференцированные щелочные интрузии северной окраины Сибирской платформы. Изд. АН СССР, сер. геологич. № 8, 1957.
 13. Ножкин А. Д. — Явления контактового метаморфизма базальной красноцветной формации в северной части Енисейского края. Матер. по геологии и полезным ископаемым Зап. Сибири, Томск, 1964.
 14. Ножкин А. Д., Черепнин В. К. — Первая находка нефелиновых пород на севере Енисейского края. Геология и геофизика. № 11, 1966.
 15. Полунина Л. А. — Новые данные об ультраосновных породах Чадобедского поднятия. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 40, 1960.
 16. Решение совещания по стратиграфии отложений верхнего докембрия Сибири и Дальнего Востока, Новосибирск, 1962.
 17. Соболев В. С. — Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. арктич. ин-та, т. 43, 1936.
 18. Усов М. А. — Фации и фазы интрузивов. В сб., посвященном памяти акад. Усова. Изд. АН СССР, 1960.
 19. Шейнман Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. — Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. Геология месторождений редких элементов, вып. 12—13, 1961.
-