

1

**АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ**

Препринт № 10

**Н.В. Попов, А.Н. Зедгенизов,
В.И. Березкин**

**ПЕТРОХИМИЯ
АРХЕЙСКИХ МЕТАВУЛКАНИТОВ
СУННАГИНСКОГО БЛОКА
АЛДАНСКОГО МАССИВА**

НОВОСИБИРСК 1989

1
АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Препринт № 10

Н.В. Попов, А.Н. Зедгенизов,
В.И. Березкин

**ПЕТРОХИМИЯ
АРХЕЙСКИХ МЕТАВУЛКАНИТОВ
СУННАГИНСКОГО БЛОКА
АЛДАНСКОГО МАССИВА**

НОВОСИБИРСК 1989

Аннотация

В северо-восточной части Адданского гранулитового массива в ядре антиформной структуры выделяется чарнокито-гнейсовый купол. По его обрамлению развиты гиперстеневые плагиогнейсы, которые далее сменяются переслаивающимися основными кристаллическими сланцами, гнейсами различного состава, известково-силикатными породами и карбонатами. Метавулканиты из этих разновременных уровней различаются между собой как по валовому составу преобладающих пород, так и по петрохимическим трендам основных, средних и кислых разновидностей. Эволюция магматизма указывает на сходство, в общих чертах, с другими древними щитами: бимодальность наиболее ранних членов, увеличение глубины выплавления базальтоидов во времени. Вместе с тем, региональной особенностью этого участка является калиевый характер древнейших метавулканитов и увеличение объема андезитового вулканизма в средней части разреза.

Для специалистов в области метаморфической петрологии.

Abstract

In the north-eastern part of the Aldan granulite massif within the core of antiformal structure there was identified the charnockite-gneissic dome. Along its frame there occur hypersthene plagiogneisses which further are followed by overlying interbedding of basic crystalline schists, gneisses of different composition, calc-silicate rocks and carbonates. Metavolcanites from these series differ both in gross composition of predominating rocks and petrochemical trends of basic, middle and acid varieties. Magmatism evolution points to general similarity with other ancient shields: bimodality of the earliest members, increase in depth of basaltoids fusion in time. Potassic character of the old metavolcanites as well as the increase of andesite volcanicity volume in the middle part of the section appeared to be the regional feature of this area.

For specialists of metamorphic petrology.

Суннагинский блок является одной из крупнейших областей распространения раннедокембрийских толщ Алданского гранулитового массива, не испытавших последующих значительных структурно-метаморфических преобразований и магматических внедрений/7, 13/. Поэтому этот блок представляет интерес для выяснения различных вопросов геологии гранулитов. Стратиграфические модели для суннагинского гранулитового комплекса, разработанные авторами на основе формационного анализа с применением нетрадиционных методов, имеют между собой принципиальное сходство в целом и расхождение в деталях, существенно отличаются от таковых, полученных в результате геолого-съемочных работ/3/. Так, например, здесь, так же как и в других районах щита, получило подтверждение выделение нестратифицируемого (инфракрустального) комплекса основания/8,9,15/, образования которого ранее включались в разные свиты или серии.

Приводимая в этой работе среднemasштабная карта метаморфических формаций (см. приложение) составлена с учетом практически всех предыдущих исследований в данном регионе - геологические съемки разных масштабов и маршрутные пересечения по рекам Учур, Алдан, Суннагин, Унга-Киерги, Или. В ядре антиклинальной структуры (Центрально-Суннагинский купол) обнажаются кислые породы - чарнокито-гнейсы, первичная природа которых, вероятнее всего, вулканогенная. Эти чарнокито-гнейсы совместно с прослоями основных кристаллических сланцев (последние составляют не более 5% от общего объема) и еще более редкими прослоями калишпатовых кварцитов представляют собой инфракрустальный комплекс. В Нимнюрском блоке Центрального Алдана аналогами этих пород являются биотитовые и биотит-амфиболовые гранито-гнейсы, где они и были впервые выделены В.И. Кицулом и А.Н. Зедгенизовым/8,9/ в качестве комплекса основания по отношению к мощным толщам кварцитов. В остальных районах Суннагинского блока инфракрустальный комплекс пользуется меньшим распространением, обнажаясь фрагментарно

но по р. Учур среди биотит-гранатовых и гиперстеновых гнейсов, по обрамлению Центрально-Суннагинского купола, а также имеет линейные выходы в Тыркандинской зоне разломов.

Формационный анализ и стратиграфическое расчленение супра-крупстальных толщ Суннагинского блока проведены нами ранее /5, 14/. Здесь следует отметить, что по периферии Центрально-Суннагинского купола наряду с чарнокито-гнейсами развиты эндербито-гнейсы и гиперстеновые плагигнейсы с прослоями основных кристаллических сланцев, крупными телами (мощностью до первых сотен метров) меланократовых дупироксеновых гнейсов. В удалении от купола обнажается монотонная толща гиперстен-гранатовых и биотит-гранатовых гнейсов с редкими маломощными прослоями основных кристаллических сланцев, сменяющаяся далее "пестрой" толщей переслаивания гиперстеновых и биотит-гранатовых гнейсов с прослоями высокоглиноземистых, карбонатных и известково-силикатных пород основных кристаллических сланцев и кварцитов с плагиоклазом и диопсидом. Последняя наиболее полно представлена в верховье р. Улахан-Силитиле, а также р. Мегюскан в районе Учурских флогопитовых месторождений (см. приложение).

В данной работе специально рассматривается петрохимия метавулканитов Суннагинского блока. Следует отметить, что к настоящему времени петрохимическим опробованием охвачены лишь гранулиты в береговых обнажениях наиболее крупных рек и их притоков. При этом оказалось, что согласно стратиграфическим модельным схем авторов, метавулканиты верхних частей разрезов остались петрохимически не изученными. Поэтому здесь дается лишь обобщенная характеристика метавулканитов, ассоциирующихся с инфра- и супра-крупстальными комплексами.

Из всех имеющихся в распоряжении авторов анализов пород с помощью известных петрохимических методов определения первичной природы метаморфитов (А.А. Предовского, А.Н. Неелова и др.) с учетом их петрографических особенностей, условий залегания и соотношений с другими породами /5, 14/ было отобрано более 200 анализов наиболее вероятных практически неизменных метавулканитов. Таковыми оказались почти все анализы чарнокито- и гранито-гнейсов и кислых гранулитов, основных и ультраосновных кристаллических сланцев, эндербитов и эндербито-гнейсов, меланократовых плагигнейсов. Меньшая часть этих пород, а также гранат-биотитовые.

гранат-гиперстеновые и высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, карбонатные и известково-силикатные породы диагностированы нами как различные парапороды и поэтому здесь не рассматриваются.

В связи с глубоким метаморфизмом исследованных пород в них полностью утрачены текстурные и структурные признаки их первичного происхождения, и поэтому эффузивная или интрузивная природа предполагаемых магматитов не всегда ясна. Не может быть полностью исключена возможность изменения их химического состава, как это установлено для метавулканитов других районов Алданского щита / 5 / . После реконструкции к предполагаемым аналогам метавулканитов применена номенклатура в соответствии с рекомендациями Петрографического комитета СССР / 10 / . Кроме того, для выяснения серийной принадлежности использовались известные вариационные диаграммы (АФМ, K-Na-Ca, MgO-TiO₂, MgO-SiO₂ и др.), вычислялись разные коэффициенты и индексы, часть которых приводится ниже.

С учетом геологических представлений авторов имеющийся в нашем распоряжении аналитический материал был разделен на шесть групп, в каждой из них выделены более - менее однородные выборки, для которых рассчитаны среднеарифметические значения и стандартные отклонения (табл. I). При формировании этих выборок основное внимание уделялось наиболее информативным компонентам: SiO₂, TiO₂, FeO, MgO, Na₂O и K₂O, с которыми хорошо коррелируются содержания остальных петрогенных, а также малых элементов (табл. 2).

Большинство изученных пород по соотношению SiO₂ - (Na₂O + K₂O) принадлежит к нормальному, редко субщелочному ряду (рис. I), варьирует по составу от ультраосновных (выборка I в табл. I) и основных (базальты, 2-20), через средние (андезито-базальты, 21-27 и андезиты, 28-34), к кислым (35-52) породам. Базальты низко- и умеренно-глиноземистые и только в переходной группе к андезито-базальтам появляются высокоглиноземистые разности / 10 / . Большая часть metabазальтов содержит нормативный оливин, меньшая - нормативный кварц.

По индивидуальным анализам построены диаграммы зависимости содержания K₂O, Na₂O, K₂O + Na₂O, CaO и FeO от изменения SiO₂ Харкера (см. рис. I), а также TiO₂-MgO и SiO₂-MgO - как наиболее информативные / 6, 21 / при разделении коматитов и пикритов

Таблица I

Химический состав по выборкам из метавулканитов Суннагинского блока Адданского щита, вес.%

Компо- нент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3
SiO ₂	43,07	48,84	46,72 1,19	45,94 0,75	49,88 1,89	49,05 2,56	46,88 1,39	47,16 1,46	49,22 1,13	48,78 1,78	47,79	50,65 0,93	51,56
TiO ₂	0,24	0,49	0,98 0,34	1,12 0,53	0,76 0,26	0,67 0,20	1,24 0,34	1,84 0,34	1,38 0,18	1,22 0,38	1,25	0,96 0,07	0,95
Al ₂ O ₃	5,57	8,99	13,14 1,31	15,44 1,75	15,63 0,96	15,18 1,91	15,73 1,44	13,07 1,28	14,18 1,94	14,80 2,20	15,14	16,08 0,27	15,42
ΣFeO	11,60	9,87	11,76 0,96	11,70 1,17	10,85 0,96	11,54 1,03	13,60 0,95	15,29 0,91	12,36 1,18	11,70 1,34	14,03	11,12 0,95	10,78
MnO	0,19	0,15	0,19 0,02	0,20 0,02	0,17 0,02	0,19 0,04	0,23 0,03	0,27 0,03	0,20 0,03	0,20 0,05	0,21	0,18 0,01	0,17
MgO	27,82	18,80	10,70 1,92	9,32 0,78	8,67 2,22	9,00 0,95	6,54 0,35	6,12 1,01	6,55 0,57	6,69 0,67	6,22	5,78 0,55	7,00
CaO	5,28	7,01	11,13 0,76	10,93 1,32	10,04 1,96	10,09 0,58	9,71 1,14	9,49 1,78	10,01 1,27	11,20 1,39	10,56	9,86 0,66	7,71
Na ₂ O	0,34	1,12	1,84 0,50	2,36 0,32	1,86 0,14	2,13 0,30	2,59 0,29	2,64 0,42	3,02 0,18	2,65 0,43	2,02	2,79 0,31	2,92
K ₂ O	0,20	1,99	0,61 0,28	1,21 0,32	0,69 0,34	0,57 0,26	1,13 0,10	1,37 0,49	1,36 0,31	0,66 0,25	0,54	0,62 0,24	2,10
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,24 0,24	0,27 0,21	0,12 0,08	0,24 0,18	0,32 0,17	0,30 0,11	0,38 0,19	0,41 0,23	0,18	0,13 0,01	0,13
П.п.п.	4,99	1,48	1,70 0,99	1,13 1,19	0,91 0,56	0,76 0,39	1,01 1,54	1,99 0,94	0,73 1,19	0,48 0,73	1,85	1,04 0,43	1,15
n	2	I	7	5	5	7	3	6	10	9	2	3	I

і продовження табл. I

Компо- нент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	<u>50,66</u> 1,16	<u>48,71</u> 0,85	51,30	52,48	<u>52,73</u> 2,54	<u>51,81</u> 1,80	<u>52,33</u> 2,15	54,0	54,91	<u>53,35</u> 1,96	53,55	<u>55,59</u> 1,65	<u>56,83</u> 3,40
TiO ₂	<u>0,68</u> 0,16	<u>1,43</u> 0,35	2,95	0,88	<u>1,11</u> 0,39	<u>0,86</u> 0,09	<u>1,30</u> 0,39	1,2	0,81	<u>1,16</u> 0,51	0,96	<u>0,54</u> 0,25	<u>0,94</u> 0,21
Al ₂ O ₃	<u>15,98</u> 1,10	<u>8,44</u> 1,78	15,44	14,95	<u>15,30</u> 1,42	<u>17,55</u> 1,08	<u>16,82</u> 1,33	17,0	16,03	<u>15,83</u> 0,21	15,31	<u>16,38</u> 2,13	<u>14,90</u> 0,22
ΣFeO	<u>10,05</u> 0,53	<u>12,36</u> 0,75	11,66	10,52	<u>10,69</u> 1,91	<u>9,65</u> 1,00	<u>10,29</u> 1,55	10,1	8,32	<u>8,59</u> 0,75	9,59	<u>8,62</u> 0,78	<u>10,52</u> 2,27
MnO	<u>0,20</u> 0,02	<u>0,50</u> 0,08	0,15	0,20	<u>0,16</u> 0,03	<u>0,17</u> 0,04	<u>0,21</u> 0,06	0,21	0,11	<u>0,14</u> 0,01	0,13	<u>0,16</u> 0,01	<u>0,17</u> 0,03
MgO	<u>5,87</u> 0,55	<u>13,13</u> 1,34	4,15	6,03	<u>5,26</u> 1,84	<u>5,16</u> 0,76	<u>5,28</u> 0,92	3,1	5,81	<u>4,31</u> 0,09	4,68	<u>4,07</u> 1,04	<u>4,13</u> 0,10
CaO	<u>10,87</u> 0,50	<u>11,59</u> 1,40	7,26	10,24	<u>9,05</u> 1,69	<u>9,46</u> 0,47	<u>8,02</u> 0,69	8,0	7,42	<u>7,35</u> 0,07	7,07	<u>8,29</u> 0,10	<u>8,27</u> 2,49
Na ₂ O	<u>3,01</u> 0,21	<u>1,26</u> 0,35	2,69	2,60	<u>2,91</u> 0,69	<u>2,71</u> 0,29	<u>3,26</u> 0,37	3,8	2,65	<u>3,27</u> 0,43	2,67	<u>3,48</u> 0,59	<u>2,82</u> 0,56
K ₂ O	<u>0,63</u> 0,24	<u>0,63</u> 0,45	1,53	0,24	<u>0,75</u> 0,21	<u>0,71</u> 0,13	<u>1,03</u> 0,58	1,2	1,80	<u>1,84</u> 0,16	1,91	<u>1,29</u> 0,48	<u>1,05</u> 0,84
P ₂ O ₅	<u>0,07</u> 0,03	<u>0,13</u> 0,02	1,03	0,05	<u>0,14</u> 0,08	<u>0,27</u> 0,07	<u>0,32</u> 0,21	0,47	0,17	<u>0,16</u> 0,08	0,52	<u>0,28</u> 0,37	<u>0,13</u> 0,09
П.п.п.	<u>0,54</u> 0,31	<u>0,61</u> 0,35	0,10	0,28	<u>0,70</u> 0,65	<u>0,74</u> 0,81	<u>0,73</u> 0,67	0,10	0,85	<u>0,73</u> 0,54	0,17	<u>0,93</u> 0,48	<u>0,61</u> 0,12
n	4	6	2	2	5	3	6	2	2	3	1	3	3

Компонент	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	56,05	58,40 4,21	59,94 2,94	59,81 1,41	59,74	60,64 2,65	61,46 0,63	63,87	65,13 1,27	66,46 1,13	67,18	67,50	67,76 1,47
TiO ₂	0,74	0,99 0,14	0,98 0,21	0,78 0,09	0,83	0,72 0,07	0,74 0,14	0,73	0,61 0,21	0,52 0,18	0,57	0,45	0,44 0,13
Al ₂ O ₃	15,78	15,37 0,88	15,29 2,86	16,34 0,52	16,93	16,54 0,98	15,38 0,40	16,31	14,93 1,26	15,32 1,15	14,51	16,85	14,51 1,40
ΣFeO	6,81	9,19 2,67	7,48 1,27	6,43 0,67	7,15	7,66 1,38	6,28 0,29	5,77	5,65 1,25	5,76 2,10	5,20	3,20	5,00 1,03
MnO	0,12	0,16 0,05	0,16 0,03	0,11 0,02	0,15	0,10 0,03	0,10 0,02	0,10	0,07 0,02	0,07 0,04	0,05	0,06	0,04 0,03
MgO	4,73	3,15 0,87	3,31 0,87	3,79 0,54	2,65	3,16 0,62	3,16 0,70	2,15	2,02 0,77	1,36 0,29	0,98	1,70	0,75 0,50
CaO	6,38	6,55 1,60	6,56 1,31	6,06 0,70	5,87	5,71 0,40	5,09 0,51	4,89	4,12 0,55	3,93 0,90	3,02	4,05	2,50 0,45
Na ₂ O	3,67	3,66 0,87	3,48 0,70	3,05 0,37	3,74	3,29 0,45	3,09 0,35	3,52	2,62 0,31	3,33 0,20	3,15	3,60	3,08 0,69
K ₂ O	2,78	0,61 0,03	1,00 0,25	1,88 0,37	1,02	1,51 0,51	2,19 1,11	1,52	3,03 0,68	2,47 0,28	4,50	2,10	4,85 0,93
P ₂ O ₅	0,18	0,13 0,08	0,47 0,23	0,16 0,06	0,44	0,18 0,03	0,17 0,03	0,18	0,14 0,06	0,14 0,04	0,11	0,23	0,16 0,06
Π.Π.Π.	0,62	0,92 0,45	0,60 0,71	0,49 0,26	0,51	0,76 0,41	1,14 0,46	0,86	0,59 0,36	0,40 0,20	0,55	0,12	0,51 0,24
n	2	3	5	11	2	4	4	2	5	6	2	2	9

Компо- нент	40	4I	42	43	44	45	46	47	48	49	50	5I	52
SiO ₂	<u>67,95</u> 1,65	69,2I	69,06	70,18	<u>70,23</u> 0,62	<u>70,91</u> 1,00	<u>71,28</u> 1,75	<u>71,38</u> 2,67	<u>72,06</u> 0,89	<u>73,34</u> 1,25	<u>73,38</u> 0,55	<u>73,39</u> 1,56	<u>74,40</u> 1,76
TiO ₂	<u>0,45</u> 0,08	0,39	0,46	0,10	<u>0,43</u> 0,07	<u>0,36</u> 0,06	<u>0,23</u> 0,14	<u>0,26</u> 0,22	<u>0,24</u> 0,04	<u>0,24</u> 0,19	<u>0,18</u> 0,06	<u>0,28</u> 0,15	<u>0,17</u> 0,05
Al ₂ O ₃	<u>14,84</u> 0,88	14,70	13,85	16,00	<u>13,82</u> 0,99	<u>13,89</u> 0,43	<u>14,39</u> 0,74	<u>13,75</u> 0,58	<u>14,02</u> 0,46	<u>13,27</u> 1,01	<u>13,68</u> 0,40	<u>12,58</u> 1,42	<u>13,49</u> 1,10
ΣFeO	<u>4,30</u> 1,16	5,03	4,23	3,60	<u>4,25</u> 0,76	<u>3,12</u> 0,53	<u>3,23</u> 1,61	<u>3,20</u> 1,15	<u>2,15</u> 0,47	<u>2,50</u> 1,41	<u>2,58</u> 0,53	<u>3,76</u> 0,74	<u>1,49</u> 0,48
MnO	<u>0,06</u> 0,03	0,06	0,06	0,03	<u>0,06</u> 0,02	<u>0,07</u> 0,02	<u>0,05</u> 0,02	<u>0,04</u> 0,03	<u>0,03</u> 0,04	<u>0,06</u> 0,04	<u>0,07</u> 0,06	<u>0,04</u> 0,02	<u>0,02</u> 0,02
MgO	<u>1,16</u> 0,12	0,53	1,12	0,71	<u>0,64</u> 0,26	<u>0,82</u> 0,12	<u>0,51</u> 0,47	<u>0,78</u> 0,51	<u>0,32</u> 0,32	<u>0,37</u> 0,20	<u>0,35</u> 0,16	<u>0,45</u> 0,37	<u>0,22</u> 0,14
CaO	<u>3,20</u> 0,53	2,40	2,93	3,87	<u>2,45</u> 0,50	<u>2,68</u> 0,38	<u>1,99</u> 0,42	<u>1,81</u> 1,22	<u>1,64</u> 0,22	<u>1,51</u> 0,53	<u>1,39</u> 0,48	<u>1,66</u> 0,58	<u>1,06</u> 0,43
Na ₂ O	<u>3,35</u> 0,51	1,99	3,40	4,16	<u>3,21</u> 0,53	<u>2,88</u> 0,77	<u>3,12</u> 0,82	<u>3,03</u> 0,16	<u>3,04</u> 0,26	<u>2,82</u> 0,58	<u>3,41</u> 0,58	<u>2,75</u> 0,43	<u>2,45</u> 0,71
K ₂ O	<u>3,51</u> 0,46	4,05	3,28	1,00	<u>4,00</u> 0,84	<u>3,64</u> 0,66	<u>4,26</u> 1,07	<u>4,52</u> 1,11	<u>5,36</u> 0,23	<u>5,26</u> 0,94	<u>4,63</u> 0,62	<u>4,82</u> 0,44	<u>5,65</u> 0,79
P ₂ O ₅	<u>0,09</u> 0,03	0,12	0,05	0,05	<u>0,10</u> 0,01	<u>0,06</u> 0,04	<u>0,05</u> 0,03	<u>0,07</u> 0,05	<u>0,04</u> 0,05	<u>0,06</u> 0,04	<u>0,05</u> 0,01	<u>0,10</u> 0,05	<u>0,05</u> 0,03
П.п.п.	<u>0,64</u> 0,15	0,52	0,65	0,35	<u>0,75</u> 0,13	<u>0,56</u> 0,24	<u>0,32</u> 0,12	<u>0,64</u> 0,13	<u>0,73</u> 0,42	<u>0,51</u> 0,15	<u>0,33</u> 0,29	<u>0,36</u> 0,15	<u>0,43</u> 0,61
n	6	2	2	2	5	6	5	3	3	5	4	12	12

Примечание. Выборки: 1-3, 7, 11, 19, 25, 34, 44 - р. Суннагин; 4, 8-10, 21, 31, 39, 51, 52 - р. Унга-Кьерги; 5, 12, 13, 26, 32, 36, 46 - р. Или; 6, 20, 29, 37, 38, 43, 50 - р. Улахан - Силигиле (среднее течение); 14, 24, 28, 47 - р. Учур (нижнее течение) 15-17, 22, 30, 35, 42, 48 - р. Учур (район р. Чальбе-Мегжскан); 18, 23, 27, 33, 40, 41, 45, 49 - р. Учур (от устья р. Гонам до устья р. Чальбе). Серпентинизированные перидотиты - 1; широксенит-2; двушироксеновые кристаллические сланцы - 3-II, 15; меланократы на двушироксеновые гнейсы - 12-14, 16-33; гиперстеновые (самфибол и клиношироксен) гнейсы 34-42; лейкократовые гиперстеновые (+биотит) гнейсы - 43-52. Используются коллекции образцов, собранные Н.В. Половым, А.Н. Зед енизовым, Л.А. Копыловым, В.С. Шкодзинским. Над чертой - среднее, под чертой - среднеквадратичное отклонение, n - количество анализов.

Таблица 2

Средние содержания (г/т) малых элементов в метавулканитах
Суннагинского блока

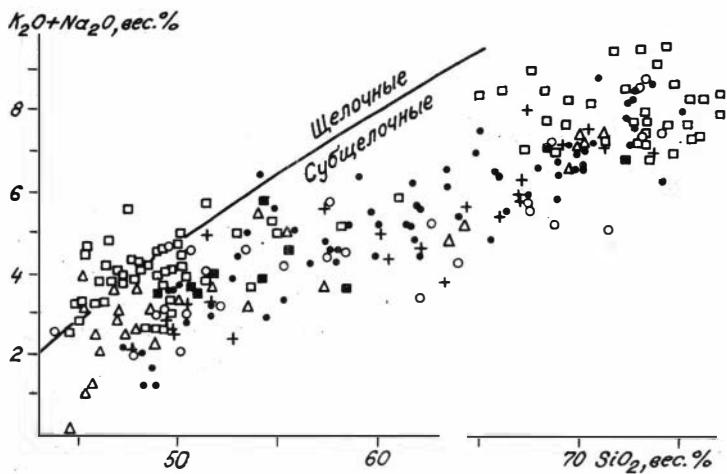
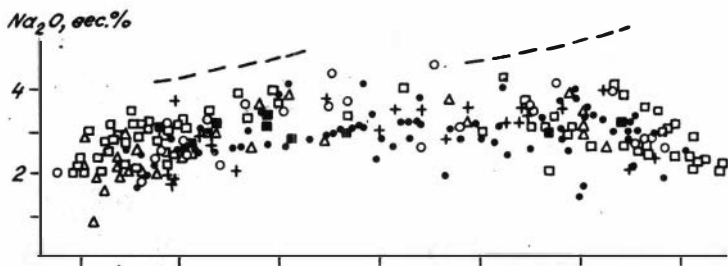
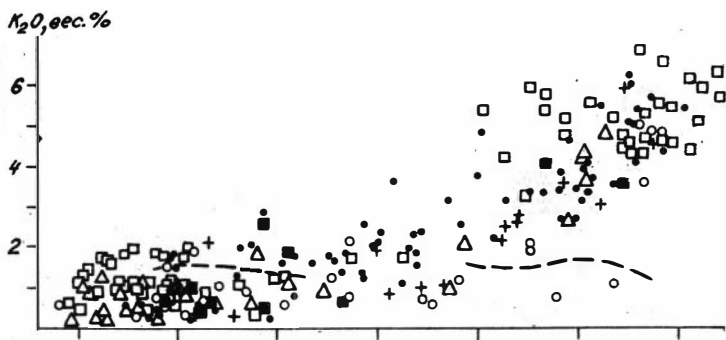
Эле- МЕНТ	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	12	13	14
Be	0,4	3	2	2	3	2	3	4	2	2	2	4	3	2
Sc	20	30	40	10	20	7	40	23	10	20	40	50	23	33
Pb	4	40	9	20	12	7	20	11	15	20	7	8	12	20
Sn	0	10	2	2	1	0	0	5	2	1	1	1	1,6	30
Nb	5	10	6	4	10	6	10	12	10	5	10	9,4	11	15
Ga	10	15	20	30	20	25	30	30	30	25	20	24	23	18
Mo	3	1	2	2	2	2	3	1,5	2,5	3	3	1,5	1,8	8
Zr.	50	50	50	170	260	170	50	200	150	100	50	210	160	50
Cu	50	70	40	50	37	80	50	60	70	60	60	30	40	25
Zn	50	0	70	100	60	60	100	75	80	110	100	65	60	100
V	150	60	100	200	160	230	90	240	200	180	100	130	120	100
Co	200	30	40	40	30	50	60	55	40	40	30	30	30	40
Ni	3000	300	70	40	35	55	60	85	30	40	20	35	60	40
Cr	3000	800	400	300	150	310	60	230	200	200	100	85	190	70
Sr	50	100	300	700	500	500	300	430	450	500	500	500	500	230
Ba	100	300	200	-	-	-	300	-	-	-	100	-	-	200
Y	10	30	50	25	50	35	25	35	20	25	30	30	30	40
Yb	0	3	4	3	2,5	3	3	3	3	3	3	2,5	2,5	4
n	2	1	4	3	3	3	2	3	8	5	1	3	1	3

Продолжение табл.2

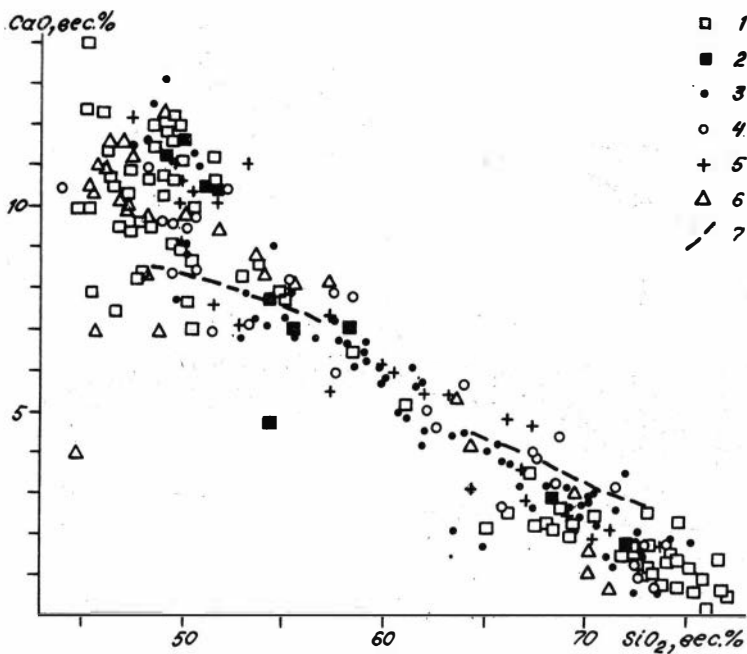
Эле- МЕНТ	15	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Be	1	10	3	2	2	2	3	1	2	3	4,5	2	1	2	3
Sc	30	30	50	30	10	17	40	20	0	30	15	20	15	15	20
Pb	10	15	15	10	15	12	40	10	30	8	9	20	15	20	20
Sn	3	60	0	0	1	2	8	10	8	0	1,5	0	0	0	2
Nb	10	10	10	10	0	10	10	15	0	10	10	10	5	10	10
Ga	20	15	25	20	32	25	20	15	0	20	20	20	20	26	20
Mo	3	2	3	2	5	4	2	3	2	2	1,6	2	3	4	3
Zr	100	60	150	100	200	100	200	200	30	100	250	100	70	200	200
Cu	20	4	15	15	50	60	40	70	10	30	25	25	60	65	60
Zn	150	80	100	80	90	110	0	0	0	0	40	80	50	80	100
V	200	200	150	150	160	110	10	100	0	100	100	70	100	180	100
Co	60	30	40	30	40	28	30	15	0	50	20	35	35	30	20
Ni	200	15	40	30	25	20	10	20	10	70	20	50	20	25	70
Cr	1500	300	250	100	200	200	150	100	100	100	90	100	40	80	140
Sr	200	150	200	700	500	500	200	300	150	200	550	400	200	500	200
Ba	100	100	300	400	-	-	700	500	-	300	-	700	250	-	500
Y	15	15	35	20	36	35	20	20	0	30	25	30	25	27	30
Yb	2	3	3	2	3	2,5	2	2	0	4	2,5	2	1	3	3
n	2	1	5	2	2	2	1	1	1	2	2	2	2	3	8

Эле- мент	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	45	46	51	52
Be	6	5	5	3	2	4,5	3	3	5	2	2	4	2	2
Sc	7	60	30	10	15	12	7	10	7	10	7	20	20	-
Pb	10	10	10	8	50	13	10	15	10	35	30	17	26	17
Sn	2	1,5	0	0	7	2	0	0	1,5	1	0	1	1	0
Nb	13	12	15	15	13	13	10	9	15	15	15	12	18	12
Ga	26	20	20	30	20	23	25	20	25	20	30	20	20	20
Mo	1	1,5	1,5	2	2	1,3	1,4	2	1,5	4	3	1	3	2
Zr	300	200	300	150	200	230	310	350	310	200	100	210	370	150
Cu	40	20	30	30	40	20	20	20	15	20	10	20	30	20
Zn	30	40	100	80	60	40	30	20	30	40	0	14	60	30
Y	75	50	50	90	50	53	35	30	40	70	50	60	40	30
Co	10	10	20	15	20	8,5	4	5	3	15	10	7	5	6
Ni	10	15	40	40	30	15	8	5	5	35	20	12	12	13
Cr	40	40	100	50	100	70	60	70	60	150	100	60	130	110
Sr	600	100	400	500	200	465	530	510	750	200	180	650	300	450
Ba	-	-	1000	300	80 ⁰	-	-	-	-	350	500	-	-	-
Y	20	32	40	0	20	25	15	25	16	25	20	30	30	26
Yb	2	3	3	1,5	2	2,5	2	2,8	1,6	2	1	1,5	2	1,7
n	1	3	2	1	5	6	1	2	2	2	3	4	4	2

Примечание. Большая часть анализов проведена спектральным полуколичественным методом в аналитических лабораториях СНИИГТМС и ВИС. 1-52 соответствуют табл.1.



Начало рис. I



Продолжение рис. I

(рис. 2). На диаграммах Харкера выделяется резко бимодальное распределение составов для участков развития преобладающих чарнокито-гнейсов с подчиненным количеством основных кристаллических сланцев Центрально-Суннагинского купола и нижнего течения р. Учур (инфракрустальный комплекс). Непрерывные тренды изменения составов пород из участков супракрустального комплекса характеризуются преобладанием средних по составу гиперстенных и других гнейсов, соответствующих андезитам, с меньшим количеством метавулканитов основного и кислого состава.

В целом метабазиты (базальты) образуют непрерывные тренды по всем компонентам (см. рис. I). Для отдельных участков выделяются дискретные группы, отличающиеся между собой в первую очередь по MgO и SiO_2 , а затем по содержанию и соотношению щелочей, TiO_2 , FeO и Al_2O_3 (см. табл. I). Продолжение трендов базальтов наблюдается для гнейсов среднего состава (андезито-базальты и

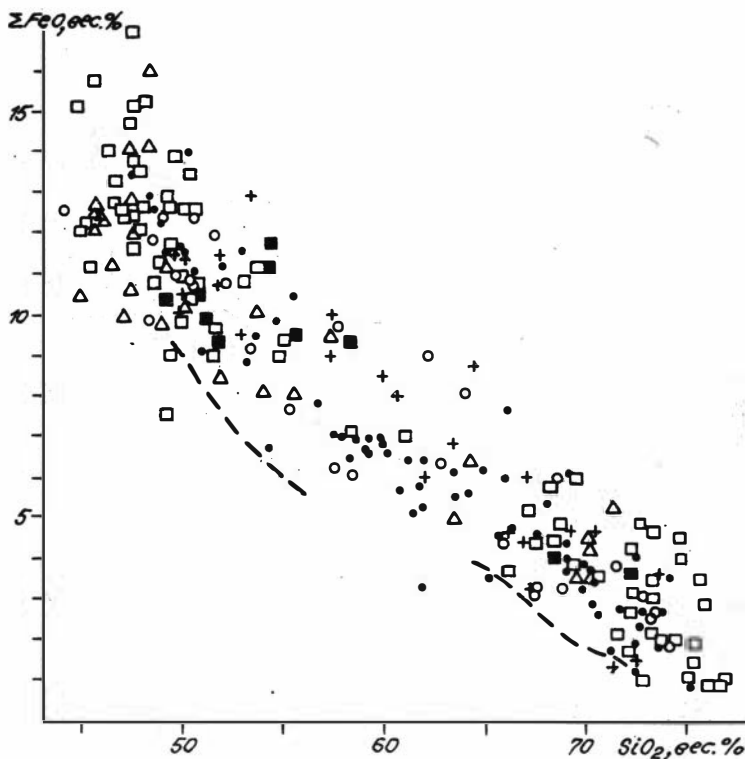


Рис. 1. Вариационная диаграмма изменения содержаний $K_2O, Na_2O, K_2O+Na_2O, CaO$ и ΣFeO в зависимости от содержания SiO_2 в индивидуальных пробах метавулканитов Суннагинского блока из районов бассейна р. Унга-Киерги (1), береговых обнажений р. Учур устье р. Оччугей-Бырайа (2) и среднего течения (3), нижнего течения р. Улахан-Силигиле и ее водораздельной части с р. Алдан (4), бассейна р. Или (5), бассейна р. Улахан-Суннагин (6), 7 - тоналит-трондземитовый тренд гнейсов Амитсок и Западной Гренландии.

андезиты). Однако последние более однородны по химическому составу, и деление на группы в основном зависит от содержания SiO_2 и геологического положения, т.е. группы пород из разных участ-

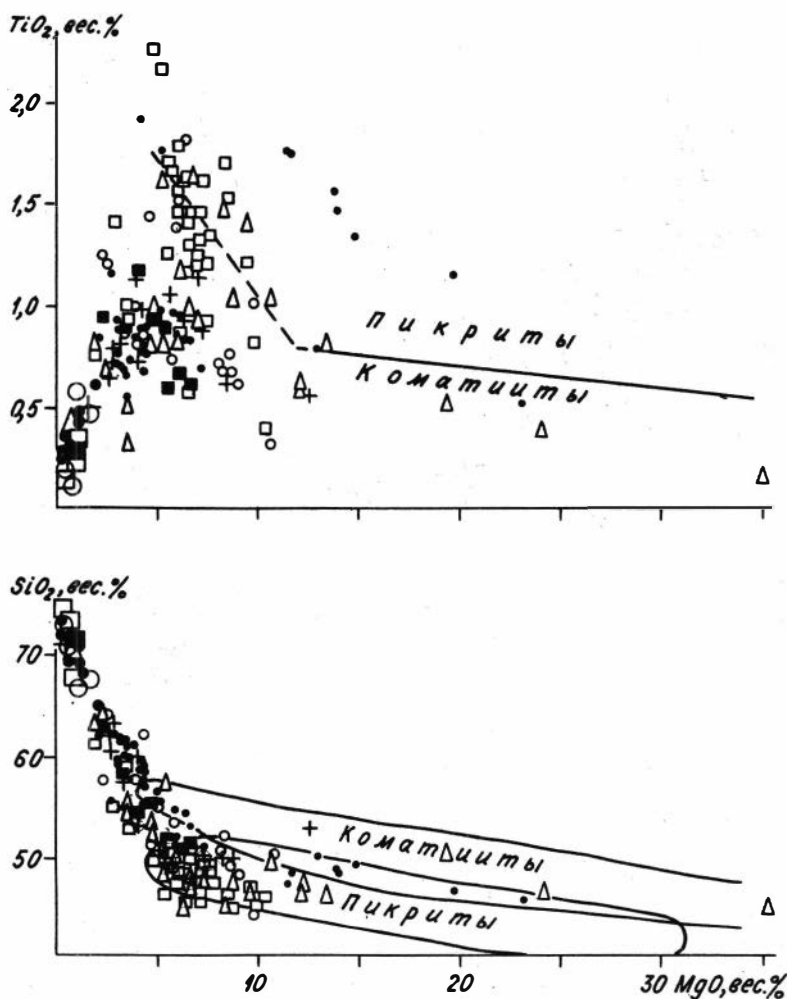


Рис.2. Вариационная диаграмма изменения содержаний TiO_2 и SiO_2 в зависимости от содержания MgO в метавулканитах Суннагинского блока. Усл.обозн. см. на рис.1. Укрупненные усл.обозн. - то же для средних по выборкам в соответствии с табл.1.

ков, сходные по содержанию SiO_2 , практически не отличаются друг от друга по остальным компонентам. Широкое разнообразие чарнокито-гнейсов (кислых пород) связано с колебаниями содержаний SiO_2 , щелочей и, в меньшей мере, CaO , MgO , FeO .

На вариационной диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (см. рис.1) видно, что кислые метавулканиды тяготеют к калиевому ряду дифференциации вулканических серий. К натриевому тоналит-трондьемитовому тренду /46/ приближаются метабазиты бимодальной серии Центрально-Суннагинского купола и большинство пород из его северного обрамления (нижнее течение р.Улахан-Сылитиле). По трендам других параметров Na_2O , CaO и FeO исследуемые породы резко отличаются от типичных тоналит-трондьемитовых серий.

Вариационные диаграммы зависимости содержаний TiO_2 и SiO_2 от изменения MgO (см. рис.2), предложенные В.В. Кепежинским и Н.Л.Добрецовым /6,21/ для разделения коматиитовых и пикритовых серий, показывают, что к коматиитам с определенной долей условности можно отнести лишь некоторые анализы, характеризующие осадочные -вулканогенные толщи супракристалльных образований. Среди метабазитов инфракристалльных образований (Центрально-Суннагинский купол), несмотря на большое количество анализов, не найдено пород коматиитовой серии. Более того, редкие находки ультраосновных (по SiO_2) пород по низкому содержанию MgO и соотношению TiO_2-MgO являются типичными пикритами (подробнее их описание см. ниже). Таким образом, инфракристалльный комплекс не содержит ультрабазитовых аналогов магматических пород, а метабазиты тяготеют больше к пикритовой серии, чем к коматиитовой. В метаморфитах преобладающего развития пород супракристалльного комплекса ультрабазиты и базиты представляют собой типичные коматииты, за исключением шести анализов пикритов (15 в табл.1) для проб, отобранных из ограниченного участка на р.Учур вблизи устья Мегюскана. Состав этих пород отличается от остальных повышенными содержаниями TiO_2 и MgO и пониженными - Al_2O_3 и Na_2O .

Бимодальность чарнокит-метабазитовой серии Центрально-Суннагинского купола и непрерывный характер дифференциации метавулканидов, обрамляющих купол и слагающих вулканогенно-осадочные толщи в остальных районах Суннагинского блока, также отчетливо проявляются на тройной диаграмме $\text{K}-\text{Na}-\text{Ca}$ (рис.3).

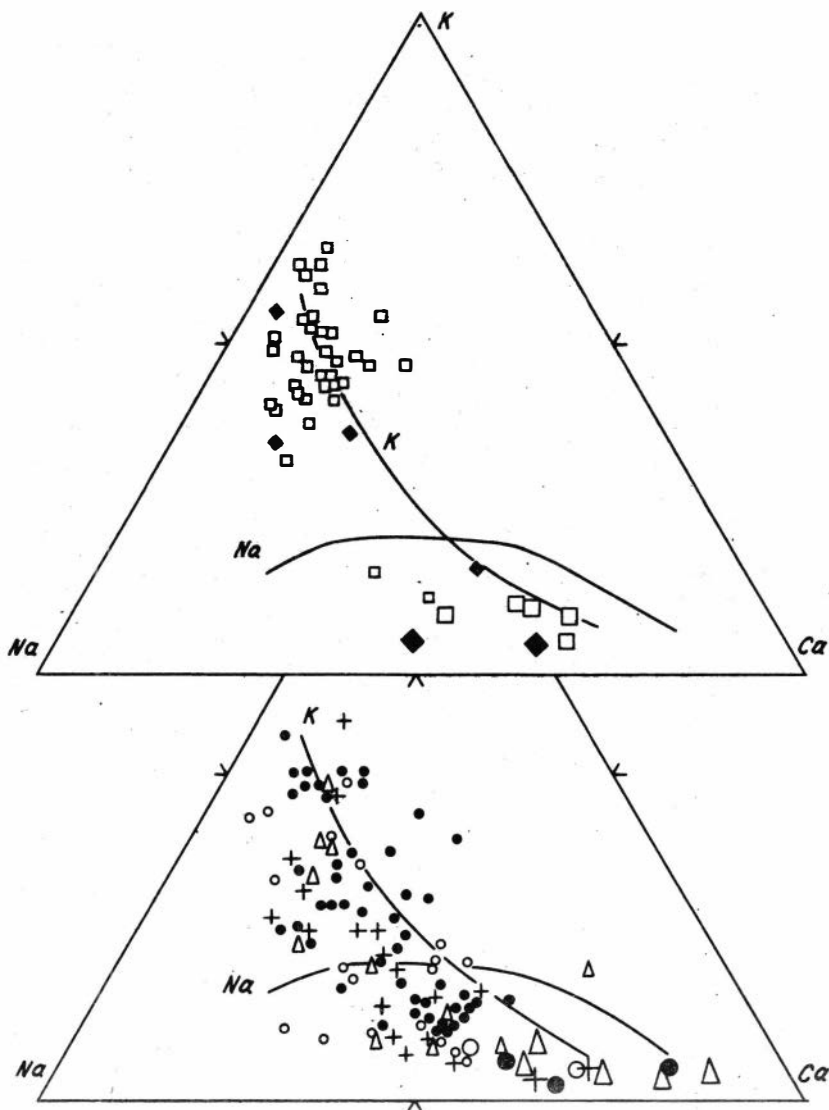


Рис.3. Диаграмма К-Na-Са для метавулканитов Суннагинского блока инфра- и супракrustального комплексов, верхняя и нижняя диаграмма соответственно. Усл. обозн. см. на рис.1.

Общая тенденция дифференциации состава метавулканитов в основном совпадает с нормальным известково-щелочным трендом /19/, вместе с тем, наблюдается некоторое приближение к трондьемитовому тренду, отмеченное выше при анализе двойных диаграмм. Известково-щелочной тренд характеризует древнейшие гнейсы из других регионов, например, гнейсы Амйтсок / II / Западной Гренландии или гнейсы Уйвак / 16 / Северного Лабрадора, с возрастом около 3,6 млрд лет.

На тройной диаграмме AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} - \text{MgO}$) точки составов метавулканитов бимодальной серии тяготеют к толеитовому тренду дифференциации (рис.4). Для метавулканитов из остальных районов характерен толеитовый и известково-щелочной тренд /22/. Штриховой контур ограничивает поле распространения шести проб высокотитанистых, низкоглиноземистых пород (пикритов - 15 в табл.1). Известково-щелочной тренд супракрystalльного комплекса на этой диаграмме не отличается от трондьемитового тренда, совпадающего, в свою очередь, с полем развития серых гнейсов Амйтсок / II /. Для этого же района очковые гнейсы Амйтсок (которые предположительно являются более ранними) показывают толеитовый тренд дифференциации (см. рис.4).

Соотношения малых компонентов для metabазитов инфра- и супракрystalльного комплексов практически не отличаются ни между собой (2-20 в табл.2), ни по сравнению с аналогами из других щитов. Исключение составляют все те же пикриты (15) с повышенными на порядок содержаниями хрома и никеля и относительно высокой концентрацией циркония. Геохимические особенности средних по составу пород (21-34 в табл.2), представляющих в основном супракрystalльный комплекс, также не отличается от таковых для других архейских регионов, кроме пониженных значений хрома и никеля. Для кислых пород содержания хрома наоборот несколько выше, а остальные компоненты не показывают значимых различий с их средними в серых гнейсах и гранитоидах из других щитов. Такие аномалии содержания хрома, возможно, объясняются межлабораторной ошибкой, хотя наши данные, полученные из разных лабораторий, хорошо сопоставляются между собой, и для некоторых проб проводилась специальная проверка.

Суммируя петрохимические и геохимические данные, можно сделать вывод о контрастности, бимодальности наиболее ранних

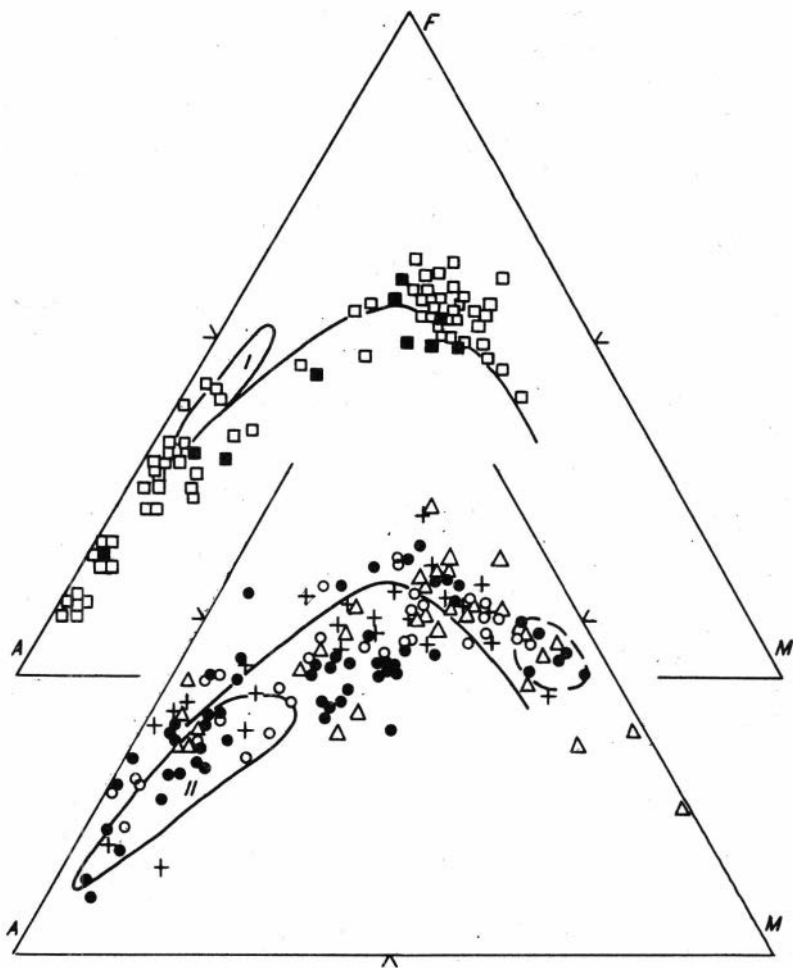


Рис.4. Диаграмма AFM для метавулканитов Суннагинского блока инфра- и супракрустального комплексов, верхняя и нижняя диаграмма соответственно. Усл.обозн. см. на рис.1. Штриховой линией оконтурено поле распространения низкоглиноземистых пикритов из района устья р.Мегюскан.

проявлений вулканизма с аномально повышенными содержаниями хрома в кислых калий-натриевых расплавах. Гранитоиды из участков разного стратиграфического уровня (инфра- и супракрустальный комплексы), что отвечает изменению геодинамической обстановки, не различаются по составу (как валовому, так и концентрации в них микрокомпонентов), являясь как бы "сквозными" для всех районов. Это можно объяснить сходными условиями образования или, скорее всего, унаследованием состава при переплавлении перечисленных крупных гранитоидных масс. Также возможно, что чарнокито-гнейсы из других участков являются структурными выходами комплекса основания или тектонически совмещенными пластинами с породами покровного комплекса. Метабазиты тех и других участков отличаются друг от друга трендами эволюции основных петрогенных компонентов и практически одинаковы по содержанию малых компонентов.

Характеристика метаматитов Суннагинского блока будет не полной, если не затронуть редко встречающиеся экзотические породы.

Эклогитоподобные породы встречены в истоках р. Унга-Киерги и среднем течении р. Улахан-Суннагин, где наряду с описанными выше метабазитами, обнаружены клинопироксен-гранатовые кристаллические сланцы с бурым амфиболом, зональным плагиоклазом, биотитом и примесью ортопироксена. Гранат обладает железистостью от 68 до 80% с содержанием кальциевого минала около 20%, содержание Na_2O в клинопироксене - 0,4%, железистость - 39%, железистость амфибола и биотита меняется от 42 до 50 и от 35 до 45% соответственно. По химическому составу эти породы отличаются низким содержанием SiO_2 и высоким - K_2O (табл. 3, пробы II6-46, I55/I, I45 и II5-4з).

Повышенной щелочностью (в основном за счет Na_2O) обладают двуспироксеновые кристаллические сланцы (пробы II8-I6, 3I7a/78, 606/82, 5I/4). Они найдены в разных районах и, вероятно, представляют собой аналоги щелочной серии, характерной для метавулкаников завершающего карбонатсодержащего покровного комплекса. Инициальные вулканы Федоровской толщи, завершающей архейский разрез Адданского массива в Центральном Аддане, характеризуются щелочным трендом /I2, I5/. Аналогом Федоровской толщи в Суннагинском блоке может оказаться толща гиперстеновых и биотит-

Химический состав щелочных пород и метаанортозитов
Суннагинского блока Адданского массива, вес. %

Компонент	Номер пробы							
	II6-46	II5-4з	I55/I	I45	II8-16	3I7a/78	606/62	5I/4
SiO ₂	40,28	41,90	42,59	43,20	47,67	48,60	49,51	49,47
TiO ₂	1,29	1,39	1,71	2,25	1,55	2,17	0,90	0,94
Al ₂ O ₃	19,33	17,39	14,89	15,48	17,45	12,71	13,63	17,14
Fe ₂ O ₃	3,82	4,15	0,14	1,37	2,72	-	8,62	-
FeO	10,55	12,80	15,37	14,89	9,61	12,55	2,52	9,30
MnO	0,13	0,32	0,18	0,26	0,19	0,24	0,17	0,10
MgO	8,59	8,23	8,88	6,21	5,14	6,27	9,37	5,08
CaO	6,37	7,40	7,90	8,05	8,18	9,14	8,83	8,88
Na ₂ O	0,88	1,18	1,68	1,52	3,51	2,85	3,00	4,00
K ₂ O	3,09	3,50	3,12	2,72	1,97	2,74	2,20	1,71
P ₂ O ₅	0,41	0,23	0,18	0,79	0,71	0,16	0,17	0,45
П.п.п.	3,94	1,72	1,14	1,10	2,24	0,68	0,76	1,28

гранатовых гнейсов с постоянными прослоями карбонатных и известково-силикатных пород, широко представленная в бассейне р. Мегюскан (см. приложение). Петрохимическая характеристика метавулканитов этой толщи, к сожалению, не проведена из-за отсутствия данных.

Своеобразные лейкократовые породы, состоящие с основным из плагиоклаза, с примесью граната и двух пироксенов встречаются на р. Учур (пробы 56/I и 758/I) и в левобережье р. Унга-Киерги (I75a). По химическому составу они ближе всего к анортозитам, габбро-анортозитам (см. табл. 3), хотя отмечаются пониженные содержания Al₂O₃ и CaO и соответственное увеличение окислов магния и железа. Похожие породы отмечались В. В. Балаганским /19/ в южной части щита, в верховьях р. Алгома. Эти метаморфизованные анортозиты, вероятно, являются останцами анортозитового слоя, аналогичного хорошо сохранившемуся сейчас на Луне и почти полностью уничтоженного на Земле последующими процессами.

Гнейсы с повышенным содержанием щелочей могут быть названы сиенито-гнейсами. В поле такие породы обычно не отличаются от ассоциирующихся с ними чарнокито- и эндербито-гнейсов из-за

I75a	Номер пробы							
	56/I	758/I	60B/82	I56/I	I57/I	B-I96-I	B-I95-4	3I7/78
5I,0	52,54	53,06	57,20	56,95	63,88	55,74	56,87	57,44
0,54	0,98	0,39	0,30	0,97	0,8I	I,07	0,88	0,59
23,0	I8,53	I9,43	I4,88	I7,94	I5,65	I8,05	I8,64	I8,27
I,55	6,09	2,92	2,88	I,I3	0,76	I,24	0,77	-
5,55	5,48	4,54	5,96	5,60	5,I2	6,80	6,03	5,90
0,I3	0,I5	0,II	0,II	0,I0	0,09	0,I0	0,08	0,I2
4,70	3,4I	3,74	2,32	I,92	I,I4	I,68	0,87	2,34
9,76	II,60	II,I9	5,II	4,80	3,70	4,87	4,02	3,64
3,09	4,45	3,00	2,46	3,6I	3,39	2,4I	2,75	3,85
0,75	0,52	0,80	7,42	4,96	4,I7	6,03	7,II	6,07
-	0,42	0,I4	0,24	0,36	0,26	0,43	0,39	0,07
-	0,79	0,89	0,I4	I,62	I,I8	0,32	0,42	0,54

одинаковых качественного минерального состава и лейкократовости. Однако в сиенито-гнейсах значительно меньше кварца (I-5%, редко до IO-I5%) и больше полевых шпатов при преобладании калишпата. По химизму эти породы соответствуют субщелочным кварцевым диоритам и сиенитам. Наиболее крупный выход (массив) сиенито-гнейсов описан под названием чарнокитов на р.Алдан, в районе устьев р. Суннагин и Емеляли /I8/. В Суннагинском блоке сиенито-подобные породы представлены небольшими (мощностью от первых до ста метров) послойными, иногда секущими телами, ассоциирующимися с чарнокито-гнейсами, биотит-гранатовыми гнейсами и иногда с известково-силикатными породами. По составу они близки к наиболее основным разновидностям диопсидовых гранитов (последние шесть анализов в табл.3), образующихся, по мнению В.С. Шкоджинского /I7/, как в результате процессов реоморфизма соответствующих по составу пород, так и при автотасоматических процессах во время глубинного скарнообразования.

Таким образом, инфракрустальный комплекс Суннагинского блока в наиболее крупном и типичном выходе - Центрально-Сунна-

гинском куполе—сложен бимодальной ассоциацией аналогов дацитов — риолитов и базальтов толеитовой серии. В супракристалльном комплексе аналоги вулканитов относятся к известково-щелочной базальт-андезитовой серии. Кроме того, здесь встречаются также толеиты, дациты, риолиты. Петрохимические различия между толеитами, а также дацитами — риолитами в инфра- и супракристалльных образованиях не выяснена. Судя по разнообразию составов метатолеитов, по-видимому, они образуют не менее двух самостоятельных серий. Среди кислых пород, возможно, кроме типичной известково-щелочной серии, существует и трондземитовая.

Бимодальный основно-кислый состав инфракристалльного комплекса характерен и для других блоков Адданского щита. В то же время в супракристалльных толщах там известны аналоги пород толеитовой, известково-щелочной и субщелочной серии /15/. Петрохимически близкий составу Сунагинского блока Na-K кислый тип гнейсов основания обнажается в западной части Нимнырского блока. В восточной части этого блока и в Олекминской зоне преобладают эндербиты и серые гнейсы — кислые породы K-Na тоналит-трондземитового ряда с подчиненным участием гнейсов Na-K ряда. В Адданском гранулитовом массиве аналогами серых гнейсов, вероятно, являются эндербиты и эндербито-гнейсы. Похожие на них гиперстеновые плагиогнейсы располагаются по периферии Центрально-Сунагинского купола и являются аналогами андезитов и андезито-базальтов известково-щелочной серии. Необходимо различать эти две группы пород, тем более, что последние переслаиваются с метасадочными образованиями. Наиболее верхние карбонатсодержащие части разрезов супракристалльного комплекса содержат метабазиты типичного щелочного ряда.

В сравнении с гнейсами Na-K ряда ассоциирующиеся с ними гнейсы тоналит-трондземитового ряда обычно рассматриваются как наиболее ранние образования, и по ним получены древние радиологические датировки: серые гнейсы Амитсок Западной Гренландии — 3,6 млрд. лет /2,3/, гнейсы гранулитовой фации Земли Эндерби, Антарктида — 3,9 млрд. лет /20/; гнейсы Центрального и Западного Аддана — 3,3 — 3,7 млрд лет /2,4/. Все эти гнейсы имеют похожие на суннагинские метавулканиты тренды концентраций петрогенных компонентов. Отличие суннагинских гнейсов, как и западно-нимнырских, заключается в явном преобладании Na-K гнейсов над K-Na.

Максимальные значения радиологического возраста по цирконам тех и других гранитоидов существенно различаются, причем генерации молодых цирконов, наряду с древними, присутствуют также в К- Na гнейсах. Поэтому более молодой возраст Na-K гранито-гнейсов, вероятнее всего, показывает время закрытия изотопной системы после процессов реометаморфизма. Отдельные генерации цирконов из непереплавленных ксеноблоков или реститов К- Na гнейсов фиксируют возраст метаморфизма. Более поздним закрытием изотопной системы можно объяснить также "омоложенные" радиологические значения гранулитовых гнейсов по сравнению с амфиболитовыми, хотя по метаморфической "стратиграфии", гранулиты обычно помещаются в основание разрезов высокометаморфизованных толщ.

Процессы гранулитового метаморфизма, складчатости, мигматизации и реоморфизма затушевывают первичные особенности пород и их взаимоотношения. Тем не менее, удалось расшифровать эволюцию магматизма Суннагинского блока. В начале происходило образование вулканогенной бимодальной серии с преобладанием калиевых риолитов и резко подчиненным количеством толеитовых базальтов, которые сменяются мощным андезитовым и андезитобазальтовым вулканизмом известково-щелочного ряда и небольшими проявлениями коматиитового магматизма. Это свидетельствует о закономерном изменении во времени геодинамической обстановки, связанном с повышением глубины выплавления базальтоидов.

Литература

1. Балаганский В.В. Раннедокембрийские эндогенные процессы района сочленения Алданского массива и Становой зоны // Геодинамические исследования. М., 1979. № 5. С.30-45.
2. Бибикина Е.В., Друтова Г.М., Дук В.Л. и др. Геохронология Алдано-Витимского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М., 1986. С.135-159.
3. Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981. С.17-21.
4. Друтова Г.М., Харитонов А.Л., Чухонин В.А. и др. Основание иенгрской серии Алданского массива // Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Л., 1985. С.9-20.

5. Зедгенизов А.Н., Болдырев М.В. Метаморфические формации и структурно-вещественные комплексы Суннагинского района восточной части Алданского щита // Якутск, 1987. 70с. (Препр./ ЯФ СО АН СССР).
6. Кепежинскас В.В., Добрецов Н.Л. Три типа ультраосновных магм как источник информации о составе древней мантии Земли // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск, 1983. С.107-113.
7. Кипул В.И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита // Метаморфические пояса СССР. Л., 1971. С.71-91.
8. Кипул В.И., Богомолова Л.М., Дук В.Л. и др. Формационный, структурный и петрологический анализ сложноскладчатых полиметаллических комплексов Алданского щита // Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток, 1978. С.12-18.
9. Кипул В.И., Петров А.Ф., Зедгенизов А.Н. Структурно-вещественные комплексы Алданского щита // Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск; 1979. С.16-31.
10. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
11. Ламберт Р.Дж., Холланд Дж.Г. Геохимия гнейсов Амитсок. Предварительное наблюдение // Ранняя история Земли. М.; 1980. С. 201-212.
12. Петрова З.И., Левицкий В.И. Основные кристаллические сланцы в гранулитовых комплексах Сибирской платформы и их первичная природа // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск; 1986. С.18-34.
13. Попов Н.В. Метаморфические формации Алданского щита и связанные с ними месторождения // Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения. Новосибирск; 1981. С.22-31.
14. Попов Н.В. Метаморфические формации и геологическое строение Суннагинского блока Алданского щита // Геология и геофизика. 1986. № 4. С.19-27.
15. Ранний докембрий Южной Якутии / Дук В.Л., Кипул В.И., Петров А.Ф. и др. М.; Наука, 1986. 276 с.
16. Трондъемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. 438 с.

17. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука. 1985, 232 с.

18. Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири) / Крылова М.Д., Седова И.С., Крылов И.Н. и др. Л.: Наука, 1972. 181 с.

19. Barker F., Arth J.G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemitic-basalt suites//Geology.1976. Vol.4, N 10. P.569-600.

20. Black L.P., Williams J.S., Compston W. Four zircon ages from one rock: the history of a 3930 Ma old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica//Contrib.Mineral.Petrol. 1986. Vol.94, N 4. P.427-437.

21. Dobretsov N.L., Kepezhinskas V.V. Three types of ultrabasic magmas and their bearing on the problem of ophiolites//Ofioliti.1981. Vol.6. P.221-236.

22. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks// Canad.Geol. Earth Sci. 1971. Vol.8, N 5. P.524-548.

23. Kinny D.P. 3820 Ma zircons from a tonalitic Amitsoq gneiss in the Godthab district of southern West Greenland//Earth and Planet.Sci.Lett.1986. Vol.79, N 3-4. P.337-347.

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Технический редактор Н.Н.Александрова

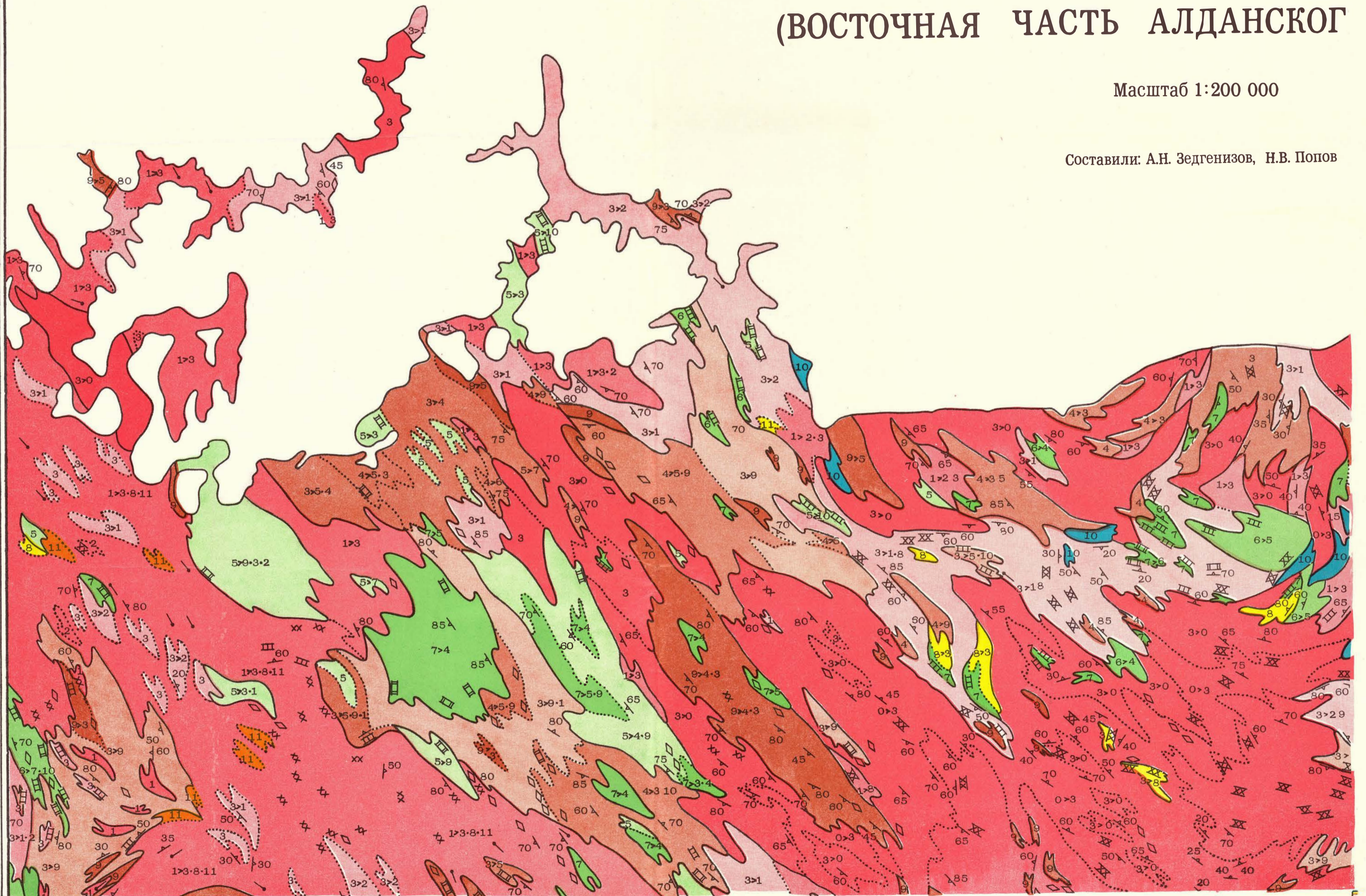
Подписано к печати 20.04.89.	МН II202.
Бумага 60x84/16. Печ.л.1,5+1вкл. Уч.-изд.л. 3,0.	
Тираж 200.	Заказ 202. Цена 20 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт

КАРТА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ СУН (ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ АЛДАНСКОГО)

Масштаб 1:200 000

Составили: А.Н. Зедгенизов, Н.В. Попов



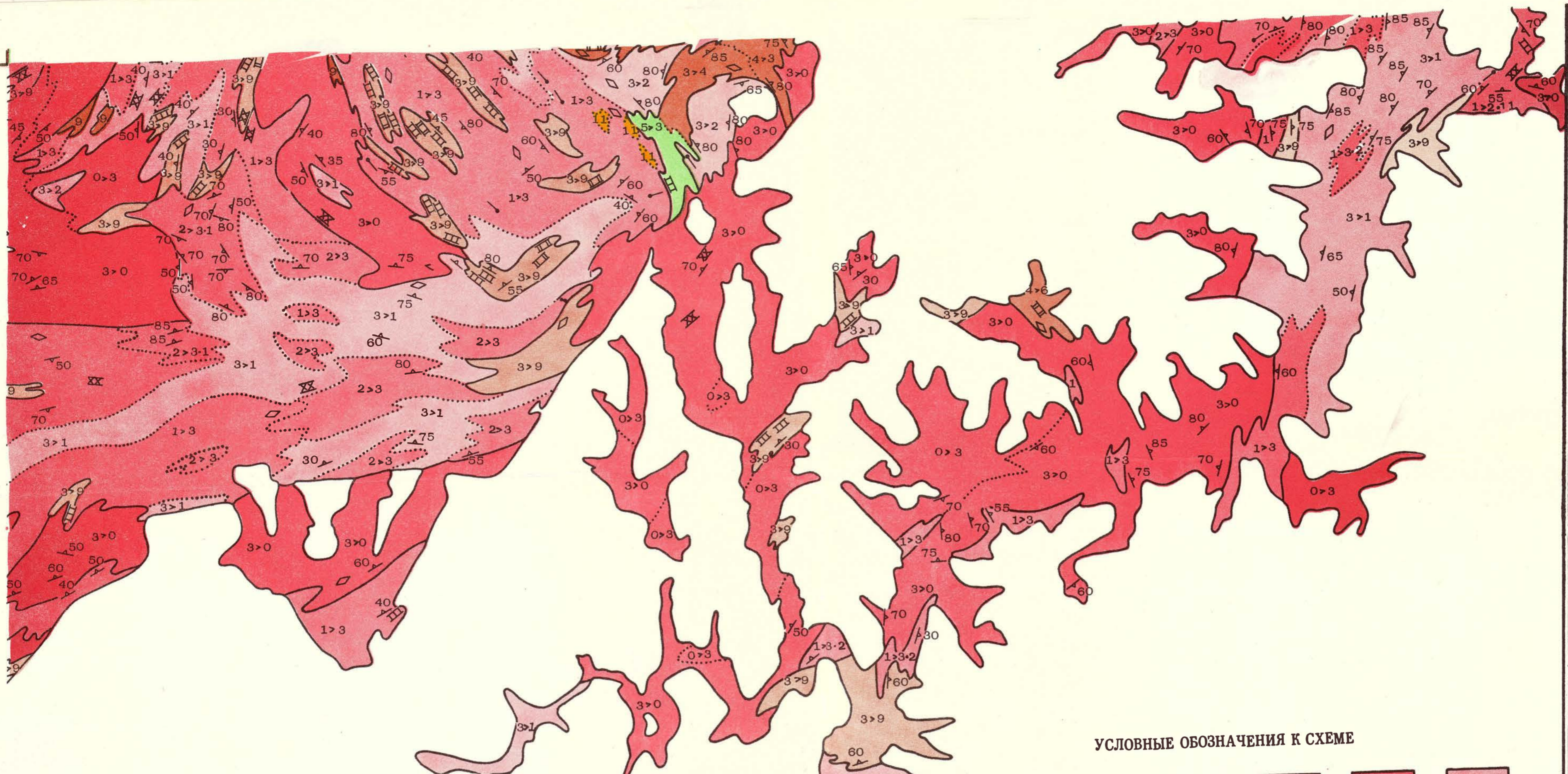
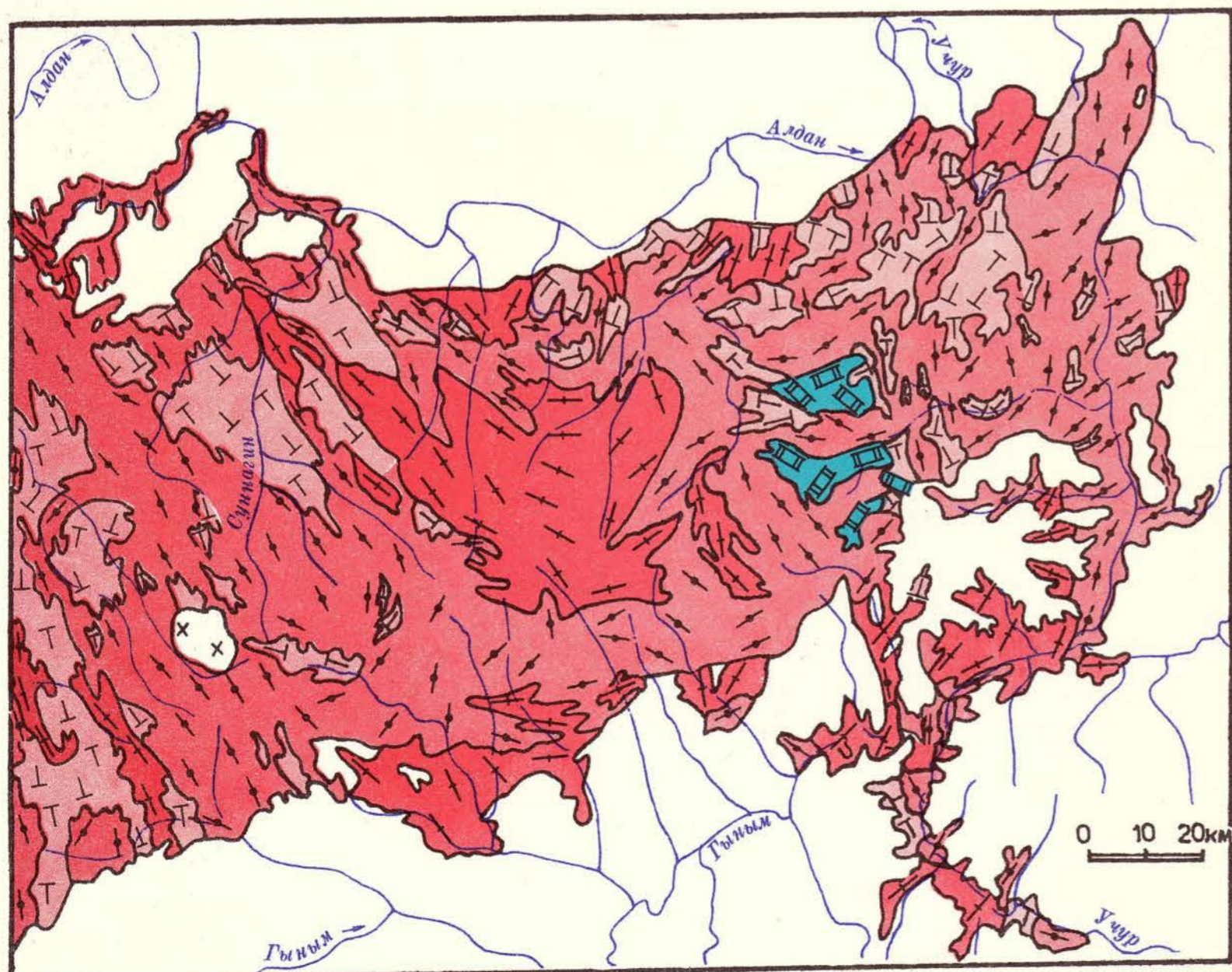


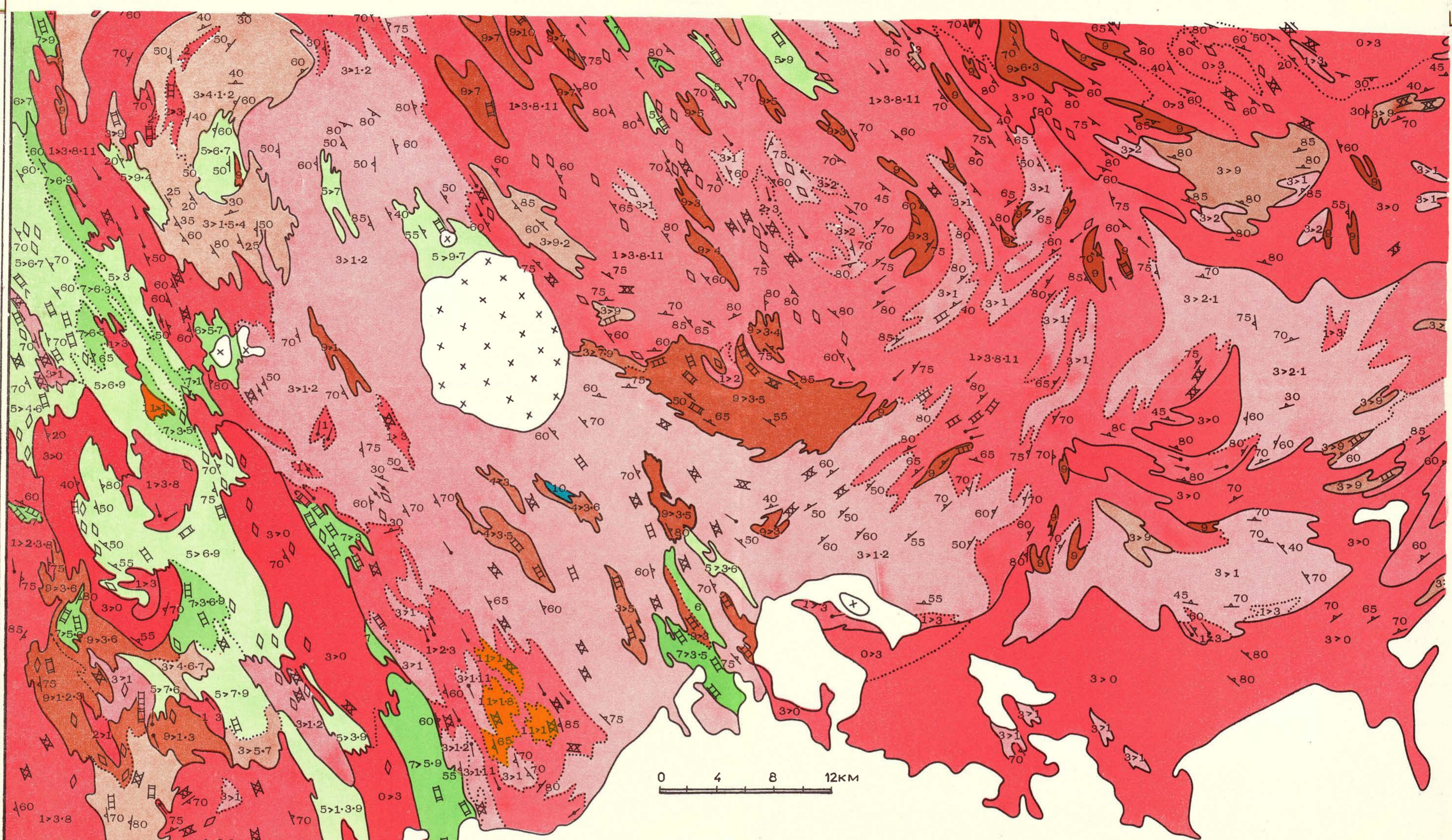
СХЕМА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФОРМАЦИОННЫХ РЯДОВ

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К СХЕМЕ

-
 1
 - x x
 2
 - II
 3
 - / \
 4
 - / \
 5
 - / \
 6

1—платформенный чехол 2—мезозойские интрузивы 3—6—формационные ряды: 3—карбонатсодержащих гнейсов, 4—гиперстенных гнейсов, 5—гранат-биотитовых гнейсов, 6—чорнокитогнейсов (инфракрустальный комплекс)





УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

ГНЕЙСЫ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ *

- 0 — биотитовые
- 1 — биотит — гранатовые
- 2 — гиперстен — гранатовые
- 3 — гиперстеновые
- 4 — амфибол — гиперстеновые
- 5 — амфиболовые
- 6 — амфибол — диопсидовые
- 7 — диопсидовые
- 9 — двупироксеновые

РЕДКИЕ ТИПЫ ПОРОД (их внесмаштабные знаки)

- 8 — кварциты ;
- 10 — мраморы, кальцифилы, известково-силикатные породы ;
- 11 — высокоглиноземистые породы: силлиманитовые, кордиеритовые ; ультраосновные породы

- Отложения платформенного чехла, четвертичные отложения, нерасчлененные
- Мезозойские интрузивные породы
- Элементы залегания плоскостных структур
- Границы а — разделяющие формации б — подформации

* Конкретные метаморфические формации определяются преобладающим породным парагенезисом, обозначенным первым в цифровой индексации, после знака > следуют парагенезисы, образующие подчиненные прослои и линзы

НАГИНСКОГО БЛОКА
О МАССИВА)

