

**ПИЛЛОУ-БАЗАЛЬТЫ И ГЛАУКОФАНОВЫЕ СЛАНЦЫ НА ОСТРОВЕ
БОЛЬШОЙ ЛЯХОВСКИЙ (Новосибирские острова) — ФРАГМЕНТЫ
ЛИТОСФЕРЫ ЮЖНО-АНЮЙСКОГО ПАЛЕООКЕАНА**

А.Б. Кузьмичев, Е.В. Скляр* , И.Г. Бараш*

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия
* Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

В юго-восточной части о. Бол. Ляховский обнажены тектонические отторженцы низкокальциевых умеренно-титанистых толеитовых базитов, представленных слабоизмененными пиллоу-базальтами, а также их метаморфизованными аналогами — амфиболитами и глаукофановыми сланцами. Породы деплетированы легкими редкими землями и выплавились из истощенного мантийного источника. В образовании пород участвовал также мантийный источник, обогащенный высокочargedными несовместимыми элементами, такими как Th, Nb, Zr. Источники магм не испытывали воздействия надсубдукционных флюидов или расплавов. Породы входили в состав коры юрского Южно-Ануйского океанического бассейна. Глаукофановые сланцы представляют собой кору этого же бассейна, субдуцированную под располагавшуюся южнее Ануйско-Святоносскую дугу до глубины 30—40 км. *PT*-параметры метаморфизма указывают на обстановку „теплой“ субдукции. В минеральных ассоциациях глаукофановых сланцев зафиксирован момент коллизии Ануйско-Святоносской островной дуги и Новосибирского континентального блока, выраженный в *PT*-тренде, направленном против часовой стрелки. Скачок давления во время коллизии соответствует нагромождению тектонических покровов над зоной конвергентности общей мощностью 12 км. Океанические породы выдвинуты на окраину Новосибирского континентального блока в конце поздней юры—начале раннего мела и маркируют СЗ продолжение Южно-Ануйской сутуры — одного из главных тектонических швов СВ Азии.

Тектоника Арктики, океанические базальты, глаукофановые сланцы, Южно-Ануйская сutura, Новосибирские о-ва, PT-тренд метаморфизма против часовой стрелки.

**PILLOW BASALTS AND BLUESCHISTS ON BOL'SHOI LYAKHOVSKY ISLAND
(New Siberian Islands) — FRAGMENTS OF THE SOUTH ANYUI OCEANIC LITHOSPHERE**

A.B. Kuzmichev, E.V. Sklyarov, and I.G. Barash

In the southeast of Bol'shoi Lyakhovsky Island tectonic relics outcrop, composed of low-K medium-Ti tholeiitic basic rocks represented by weakly altered pillow basalts as well as by their metamorphosed analogs: amphibolites and blueschists. The rocks are depleted in light rare-earth elements and were melted out of a depleted mantle source. A mantle source enriched in incompatible high-field strength elements, such as Th, Nb, and Zr, also contributed to the rock formation. The magma sources were not affected by subduction-related fluids or melts. The rocks were part of the crust of the Jurassic South Anyui ocean basin. The blueschists are the crust of the same basin submerged beneath the more southern Anyui-Svyatoi Nos arc to a depth of 30–40 km. Pressure and temperature of metamorphism suggest the setting of “warm” subduction. The mineral assemblages of blueschists record the time of collision between the Anyui-Svyatoi Nos island arc and New Siberian continental block, expressed as a counter-clockwise *PT* trend. The pressure jump during collision corresponds to the heaping of tectonic nappes above the zone of convergence 12 km in total thickness. The oceanic rocks were thrust upon the margin of the New Siberian continental block in the late Late Jurassic—early Early Cretaceous and mark the NW continuation of the South Anyui suture, one of the main tectonic sutures of northeastern Asia.

Arctic tectonics, oceanic basalts, blueschists, South Anyui suture, New Siberian Islands, counter-clockwise PT trend of metamorphism

ВВЕДЕНИЕ

Идея о том, что пиллоу-базальты и серпентиниты, известные на о. Бол. Ляховский, представляют собой океанические породы, впервые была высказана В.Б. Спектором и его соавторами, которые предположили, что эти породы маркируют северо-западное продолжение Южно-Ануйской сутуры [1], представляющей собой один из главных тектонических швов северо-востока Азии. Сutura была идентифицирована К.Б. Сеславинским на Чукотке и интерпретировалась как след одноименного океанического бассейна, закрывшегося в начале мелового периода [2, 3]. К северу от сутуры располагается докембрийский континентальный блок, к югу — позднепалеозойские и мезозойские островодужные террейны [3—5].

© А.Б. Кузьмичев, Е.В. Скляр, И.Г. Бараш, 2005

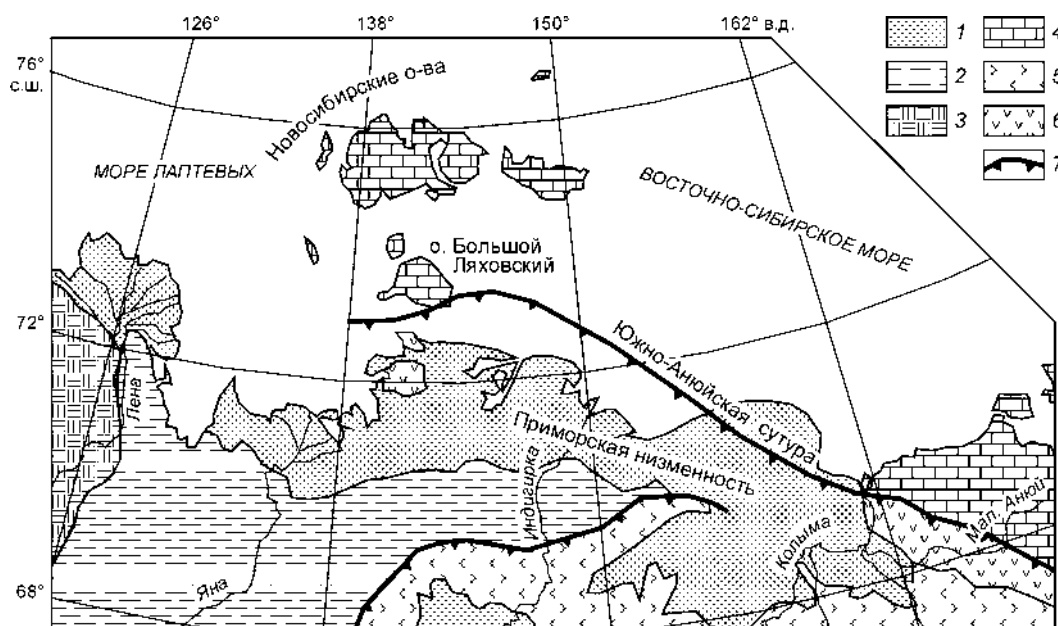


Рис. 1. Положение о. Бол. Ляховский среди главных тектонических элементов северо-востока Азии.

1 — кайнозойский чехол; 2 — верхоянский комплекс; 3 — Сибирская платформа; 4 — Новосибирский и Чукотский континентальные блоки; 5 — коллаж островодужных и континентальных террейнов Колымской петли; 6 — Анхойско-Святоносский островодужный террейн; 7 — главные тектонические швы.

Как выяснилось впоследствии, выводы В.Б. Спектора и его коллег, основанные на прослеживании магнитных аномалий через Приморскую низменность (рис. 1), не согласуются с распространенной моделью ротационного раскрытия Американо-Сибирской океанической котловины, лежащей к северу от Восточно-Сибирского шельфа [6]. Эта модель казалась хорошо обоснованной, поэтому была предложена идея о том, что истинная Южно-Анхойская сutura не протягивается далее устья Колымы, а выходы слабо изученных серпентинитов и сопутствующих пород на о. Бол. Ляховский не имеют отношения к юрскому Южно-Анхойскому океану [7]. Такое предположение получило независимое подтверждение в работах С.С. Драчева и Л.А. Савостиной, которые привели данные о палеозойском возрасте „офиолитов“ о. Бол. Ляховский [8, 9]. Таким образом, выяснилось, что экзотические породы, обнаженные в юго-восточной части о. Бол. Ляховский, заслуживают самого пристального внимания, так как они косвенно участвуют в решении одного из важнейших вопросов тектоники Арктики. Результатам геологического и петрологического изучения этих пород посвящена данная статья.

Остров Бол. Ляховский расположен на южной окраине Новосибирского континентального блока, который входит в состав крупного палеоконтинента с докембрийским фундаментом. Этот континентальный массив слагает большую часть шельфа Восточно-Сибирского моря (включая Новосибирские о-ва) и прилегающую часть Чукотки (см. рис. 1). К югу от о. Бол. Ляховский на материке известны выходы позднеюрских базальтов, туфов и сланцев, которые отнесены к Анхойско-Святоносскому островодужному террейну [3] (см. рис. 1).

Юго-восточная часть о. Бол. Ляховский сложена флишеидной граувакковой толщей (бурустаская свита), которая ранее датировалась пермским возрастом [10] и которую мы предлагаем датировать поздней юрой—неокомом [11] (рис. 2). Эта толща накопилась в передовом прогибе, возникшем во время коллизии Анхойско-Святоносской дуги и Новосибирского континентального блока, и содержит кластику, поступающую из обоих источников [11]. В юго-восточной части острова терригенная толща содержит тектонические покровы и клинья экзотических пород (серпентинитов, амфиболитов и др.), надвинутых с юго-востока в процессе коллизии Новосибирского континентального блока и Анхойско-Святоносской дуги. Все перечисленные образования прорваны постколлизийными диоритами и гранитами апт-альбского возраста [12—14]. Экзотические породы юго-восточной части острова мы объединили в три группы, выходы которых разобщены: 1) океанические шаровые лавы, серпентиниты и сопутствующие породы, 2) метабазиты, включающие глаукофановые сланцы и 3) амфиболиты (эмийтасский метаморфический комплекс) (см. рис. 2). Амфиболиты образовались в корневой зоне Анхойско-Святоносской дуги [15] и в статье не рассматриваются.

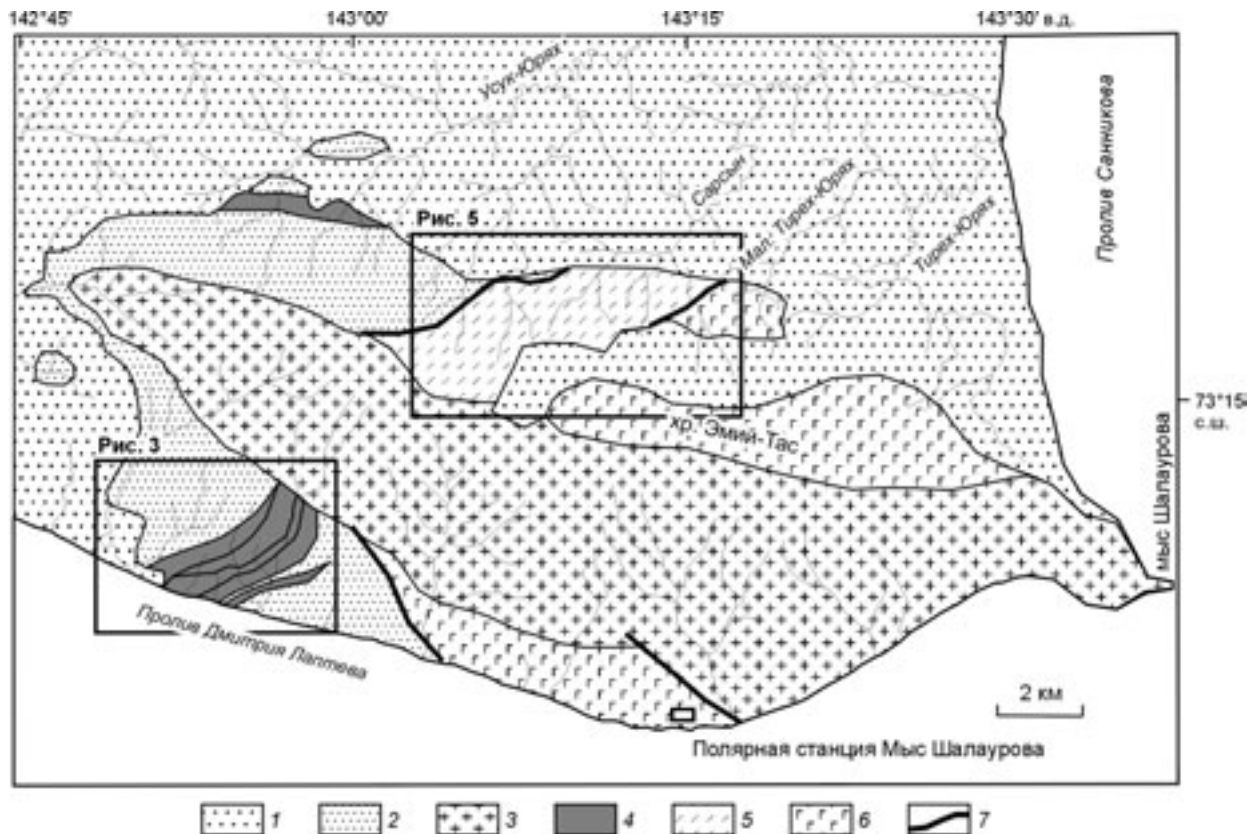


Рис. 2. Схематическая геологическая карта юго-восточной части о. Бол. Ляховский (составлена по результатам полевых работ 2000 и 2003 гг.).

1 — четвертичные отложения; 2 — позднеюрский—раннемеловой флишoid бурустасской свиты (отложения синколлизонного передового прогиба); 3 — апт-альбские постколлизонные гранитоиды; 4—6 — экзотические комплексы, связанные с Южно-Аннуйской сутурой: 4 — серпентиниты, океанические пиллоу-базальты и сопутствующие породы, 5 — глаукофан-амфиболитовый комплекс, 6 — амфиболиты эмийтасского комплекса; 7 — разломы. Прямоугольниками показано положение более детальных карт рис. 3 и 5.

ПИЛЛОУ-БАЗАЛЬТЫ, СЕРПЕНТИНИТЫ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ПОРОДЫ ПРЕДМАЙСКОГО УЧАСТКА

Геологическое описание. На Предмайском участке выходы базитов и гипербазитов слагают полосу СВ простирания шириной около 2—2,5 км (рис. 3). На северо-востоке она утыкается почти под прямым углом в гранодиоритовый массив, прорывающий все вмещающие породы. Основные и ультраосновные породы образуют серию тектонических чешуй, надвинутых с юго-востока на северо-запад на песчаники и сланцы бурустасской свиты. Последние, в свою очередь, также надвинуты на гипербазиты. Участок обнажен плохо и закартирован преимущественно по делювиальным развалам и слабоперемещенному аллювию. Только шаровые базальты и серпентиниты образуют редкие коренные обнажения. На карте выделены три контура, обозначенные как пиллоу-базальты, серпентиниты и габбро-диабазы (см. рис. 3).

Пиллоу-лавы слагают эффектные обнажения на берегу пролива Дмитрия Лаптева, известные со времен работ К.А. Волоссовича — участка экспедиции барона Э.А. Толля [16]. Контакты с какими-либо иными породами не обнажены. В результате геологического картирования вулканиды были включены в качестве стратиграфического горизонта в состав бурустасской свиты [17]. Позднее С.С. Драчевым и Л.А. Савостиным было обосновано их аллохтонное залегание. Наклон пластины и ее мощность интерпретируются противоречиво [9, 12]. Тело сложено подушечными базальтами с гиалокластитовыми брекчиями в межподушечных пространствах. В береговом обнажении, по-видимому, выходит незначительная по мощности часть разреза, так как все обнажение представлено монотонной толщей базальтов без заметных изменений текстурных или иных особенностей.

Породы сложены зеленокаменно измененными оливковыми базальтами. Первичные минералы не сохранились. Структура образована каркасом тонких лейст плагиоклаза, которые иногда собраны в розетки и образуют вариолы. Оливин замещен хлоритом и диагностирован по форме вкрапленников.

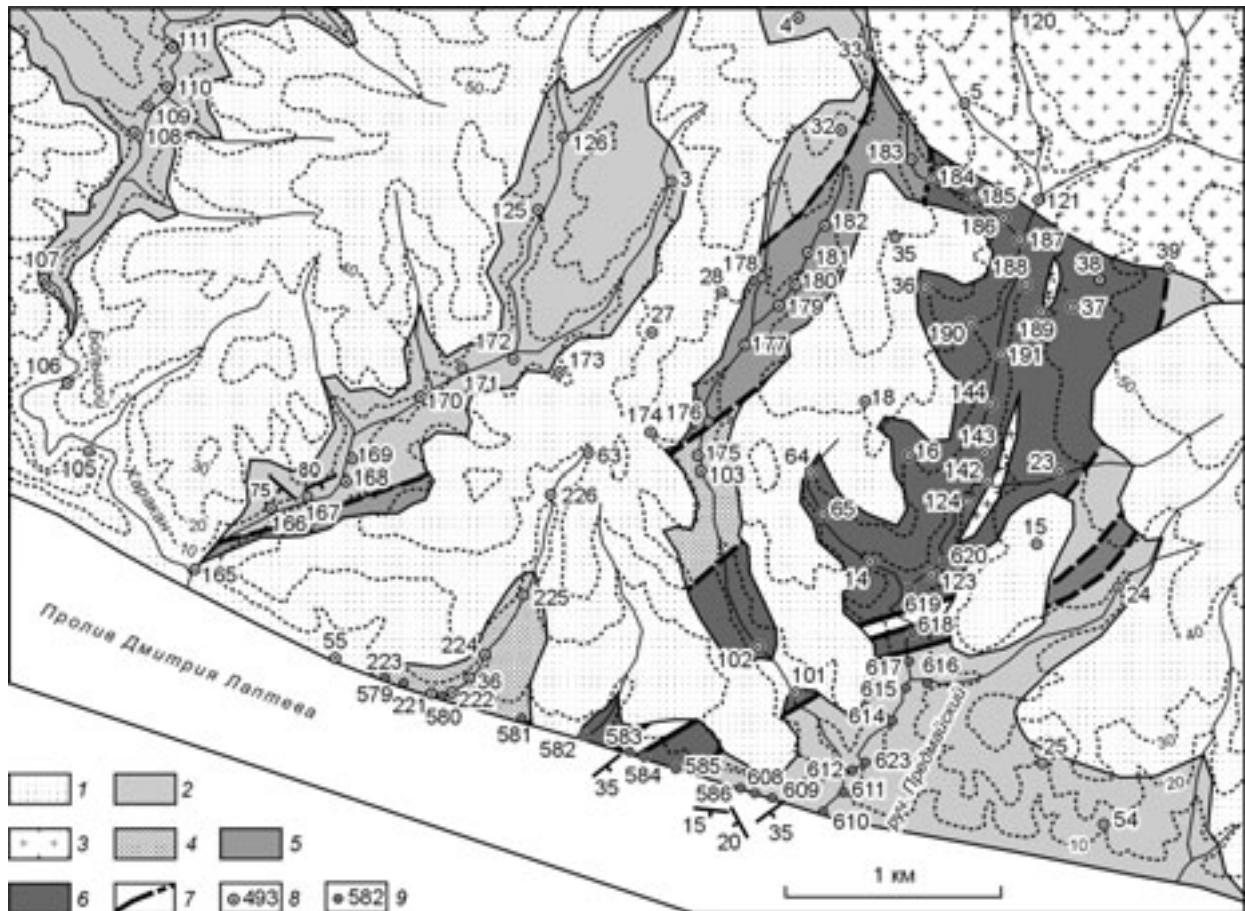


Рис. 3. Геологическая карта бассейна руч. Предмайский и окрестностей (расположение участка см. на рис. 2).

1 — рыхлые отложения; 2 — бурустасская свита; 3 — гранодиориты; 4 — пиллоу-базальты; 5 — габбро-диабазы; 6 — серпентиниты и связанные с ними породы; 7 — разломы; 8, 9 — точки наблюдений: 8 — 2000 г., 9 — 2003 г.

Степень раскристаллизованности пород меняется от краев к центрам подушек. Встречена дайка сильно измененного диабаз, которая вероятно служила подводным каналом к вышележащим потокам. Контур по разрозненным обломкам может быть прослежен к северо-востоку, в частности, многочисленные обломки базальтов встречаются вокруг точки наблюдений (т.н.) 103 (см. рис. 3).

Гипербазиты образуют несколько коренных выходов, а также многочисленные делювиальные развалы на всей площади контура. В большинстве выходов они полностью серпентинизированы и только крупные выделения бастита говорят о их преимущественном формировании по гарцбургитам. Некоторые разности, судя по структуре, образовались за счет дунитов. Сравнительно часто серпентиниты содержат реликты оливина. Реститовые гипербазиты не образуют единого тела, но содержат фрагменты инородных пород. Так, например, в т.н. 518 в близкоренном развале присутствуют измененные габбро-диабазы, в т.н. 620 в коренном залегании среди серпентинитов залегает линза клинопироксенита, окруженная гибридными породами, в т.н. 184 и 185 присутствуют слабоизмененные оливиниты и оливин-клинопироксеновые породы, которые, скорее всего, представляют собой кумуляты. Кроме того, в пределах серпентинитового контура в делювии встречаются обломки разнообразных габброидов и амфиболитов. В районе т.н. 142, 143 выходят диориты, микродиориты и андезитоподобные породы (в т.н. 142 — в коренном залегании), которые мы отнесли к комплексу посторогенных гранитоидов. Таким образом, площадь, показанная нами на карте как тело серпентинитов, представляет собой набор разнообразных по генезису пород, среди которых, однако, преобладают реститовые гипербазиты.

Габбро-диабазы не только не образуют коренных обнажений, но даже и близкоренные развалы чрезвычайно редки. В западной части контура обломки диабазов многочисленны в русле ручья в промежутке между т.н. 165 и 167 (см. рис. 3). Диабазы обладают долеритовой структурой, образованной идиоморфными лейстами плагиоклаза; ксеноморфный клинопироксен слагает интерстиции и также включает в себя лейсты плагиоклаза. Габбро-диабазы сложены короткоаблитчатыми идиоморфными крис-

таллами плагиоклаза размером 2—4 мм, в интерстициях между которыми заключены клинопироксен и рудное вещество. Клинопироксен замещается хлоритом, но местами сохраняется совершенно свежим; плагиоклаз же всегда полностью разложен. Контур, показанный как единое тело, также неоднороден. В его юго-западной части встречаются обломки миндалекаменных базальтов, аналогичных описанным выше пиллоу-лавам; в северо-восточной части (в верховьях правого притока руч. Предмайский) встречаются также меланократовые габбро-диабазы, габбро и амфиболиты. В отличие от пород эмийгасского комплекса, амфиболиты сохранили первичную габбро-диабазовую структуру, но клинопироксен замещен роговой обманкой.

Геохимия. Представительные анализы типичных разновидностей магматических пород (кроме ультраосновных пород, гибридных разновидностей и кумулятов) Предмайского участка представлены в табл. 1. Для сопоставления приведены два анализа амфиболитов. Проанализированные породы подверглись существенным вторичным изменениям. Потери при прокаливании в базальтах и габбро-диабазе составляют 4,0—5,8 %, что является следствием их зеленокаменного перерождения. Эти породы характеризуются умеренными концентрациями TiO_2 , умеренной глиноземистостью и принадлежат толеитовой серии (см. табл. 1). Повышенные концентрации глинозема в диабазе (обр. 165/1) объясняются его обогащенностью кумулятивным плагиоклазом. Этот образец характеризуется минимальными концентрациями редкоземельных элементов (РЗЭ) и положительной европиевой аномалией (рис. 4, нижняя диаграмма). В целом, породы обнаруживают сильную деплетированность легкими РЗЭ, аналогичную типичным базальтам срединно-океанических хребтов (N-MORB), что указывает на общую истощенность мантийного источника. Различия в валовых концентрациях РЗЭ вызваны эволюцией расплавов, на что указывают отрицательные европиевые аномалии в образцах с наиболее высокими концентрациями РЗЭ. Практически все образцы обнаруживают также деплетированность тяжелыми РЗЭ.

На спайдер-диаграммах, где концентрации элементов нормированы по стандартному составу базальтов срединно-океанических хребтов, в пиллоу-лавах обнаруживаются крайне низкие концентрации некоторых крупноионных литофильных элементов, таких как K, Rb и Sr (см. рис. 4, верхняя диаграмма). Концентрации K_2O в этих породах составляют 0,03—0,06 %, Sr — 40—60 г/т (см. табл. 1).

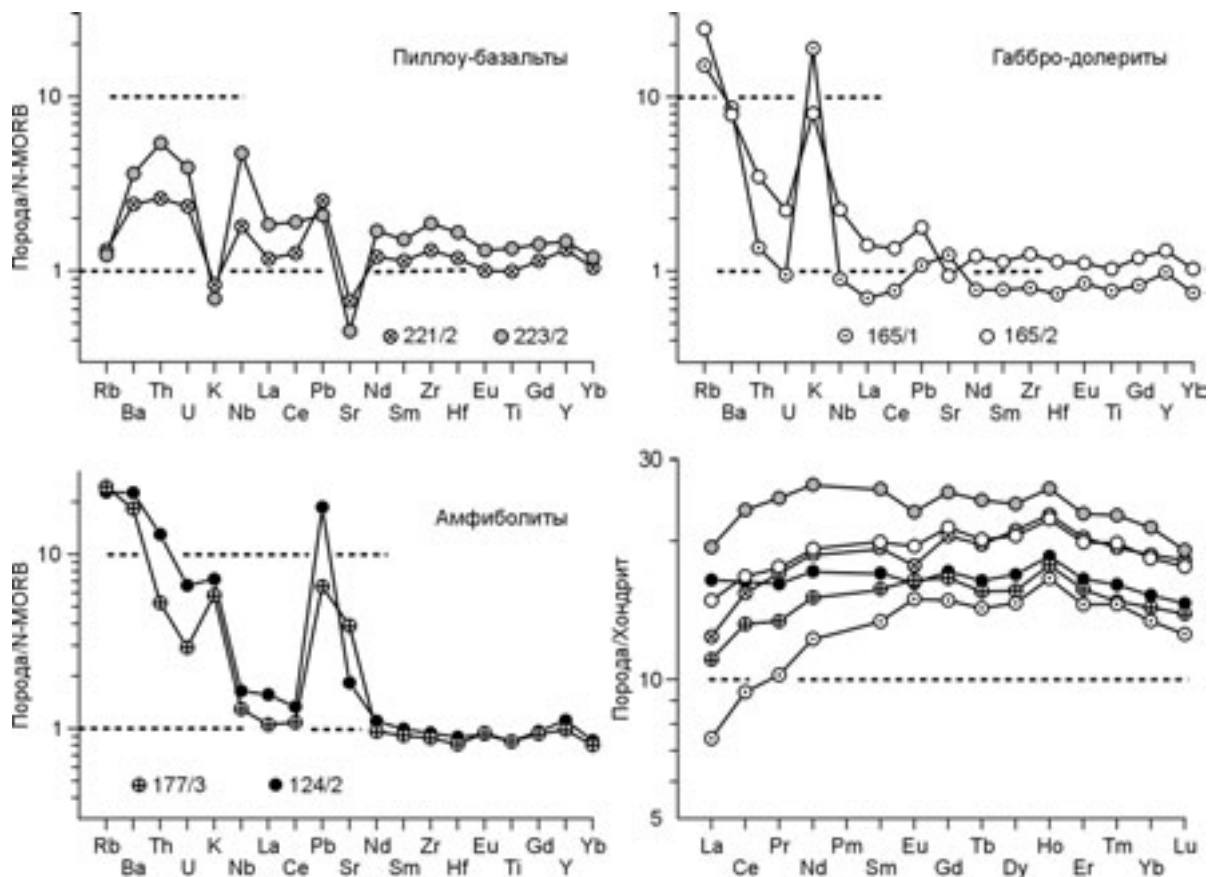


Рис. 4. Графики распределения нормированных концентраций несовместимых и редкоземельных элементов в породах основного состава участка Предмайский.

Состав хондрита и N-MORB, по [31].

Таблица 1.

Представительные анализы базитов Предмайского участка

Компо- нент	Номер образца									
	124/2	177/3	165/1	165/2	165/3	221/2	221/3	223/2	223/3	223/6
SiO ₂ , мас. %	48,66	49,63	46,79	47,88	49,15	48,23	48,02	47,88	47,74	47,03
TiO ₂	1,09	1,06	0,97	1,24	1,03	1,37	1,33	1,78	1,72	1,68
Al ₂ O ₃	16,69	17,4	18,59	14,6	14,44	16,09	15,5	16,1	15,05	15,16
Fe ₂ O ₃	11,29	9,75	8,15	10,67	9,74	10,55	10,04	10,9	11,01	10,69
MnO	0,16	0,17	0,15	0,17	0,16	0,16	0,16	0,17	0,17	0,17
MgO	6,81	7,01	6,45	9,05	9,76	6,69	6,96	7,59	7,68	6,49
CaO	11,06	9,74	11,59	9,82	8,43	9,17	10,92	6,70	9,04	9,75
Na ₂ O	2,44	3,10	1,51	2,15	2,40	2,86	2,29	3,42	1,63	3,36
K ₂ O	0,52	0,42	1,37	0,58	0,95	0,06	0,06	0,05	0,03	0,06
P ₂ O ₅	0,21	0,15	0,16	0,15	0,15	0,26	0,23	0,25	0,26	0,22
П.п.п.	1,09	1,61	4,41	3,69	3,85	4,59	4,57	5,25	5,79	5,56
Сумма	100,02	100,04	100,14	100,00	100,06	100,03	100,08	100,09	100,12	100,17
Sc, г/г	35	33	30	39	—	37	—	39	—	—
V	243	235	235	299	—	283	—	295	—	—
Cr	734	236	323	212	—	498	—	549	—	—
Co	55	40	37	46	—	45	—	49	—	—
Ni	299	131	124	82	—	198	—	234	—	—
Cu	23	19	41	63	—	60	—	57	—	—
Zn	97	73	79	77	—	80	—	94	—	—
Ga	17,1	16,8	17,3	17,2	—	15,4	—	16,9	—	—
Rb	12,7	13,6	8,47	13,8	—	0,73	—	0,69	—	—
Sr	165	350	111	84,8	—	60,4	—	40,8	—	—
Y	31,0	27,6	27,5	36,8	—	37,0	—	41,3	—	—
Zr	69,5	65,3	59,4	92,8	—	97,1	—	138	—	—
Nb	3,82	3,01	2,09	5,25	—	4,19	—	11,0	—	—
Cs	0,71	1,96	0,51	0,60	—	0,20	—	0,27	—	—
Ba	142	115	54,5	49,9	—	15,2	—	22,8	—	—
La	3,90	2,62	1,76	3,52	—	2,93	—	4,59	—	—
Ce	9,97	8,07	5,74	10,1	—	9,42	—	14,3	—	—
Pr	1,53	1,27	0,97	1,63	—	1,61	—	2,35	—	—
Nd	8,02	7,04	5,72	8,92	—	8,74	—	12,4	—	—
Sm	2,60	2,40	2,04	2,98	—	3,00	—	3,96	—	—
Eu	0,94	0,95	0,87	1,13	—	1,03	—	1,34	—	—
Gd	3,52	3,41	3,05	4,39	—	4,21	—	5,24	—	—
Tb	0,61	0,58	0,53	0,75	—	0,73	—	0,92	—	—
Dy	4,29	3,96	3,72	5,21	—	5,36	—	6,11	—	—
Ho	1,05	1,00	0,94	1,28	—	1,29	—	1,47	—	—
Er	2,73	2,59	2,41	3,28	—	3,37	—	3,79	—	—
Tm	0,41	0,38	0,37	0,50	—	0,49	—	0,58	—	—
Yb	2,59	2,44	2,28	3,15	—	3,17	—	3,64	—	—
Lu	0,37	0,35	0,32	0,45	—	0,46	—	0,49	—	—
Hf	1,82	1,66	1,52	2,31	—	2,42	—	3,41	—	—
Ta	0,28	0,48	0,18	0,39	—	0,42	—	0,77	—	—
Pb	5,59	1,96	0,33	0,53	—	0,76	—	0,63	—	—
Th	1,56	0,63	0,16	0,42	—	0,31	—	0,65	—	—
U	0,31	0,14	0,05	0,11	—	0,11	—	0,18	—	—

Примечание. Номера образцов соответствуют номерам точек на рис. 3. Силикатные анализы выполнены рентгено-флуоресцентным методом в ОИГТМ СО РАН (г. Новосибирск); анализы малых элементов методом ICP-MS в ИМГРЭ. Прочерк — элемент не определялся. 124/2, 177/3 — амфиболиты: 124/2 — метадиабаз, 177/3 — метагаббро; 165/1—165/3 — габбро-диабазы; 221/2—223/6 — подушечные базальты: 223/2 — крайняя часть в 5 см от края, остальные — центральные части подушек.

Любопытно, что базальты о. Бол. Ляховский по распределению несовместимых элементов и, в частности, РЗЭ оказываются очень похожими на базальты лунных морей [18]. Последние характеризуются такими же по интенсивности отрицательными аномалиями К, Rb и Sr; также деплетированы легкими, а иногда и тяжелыми РЗЭ и демонстрируют отрицательную европиевую аномалию. Распределение РЗЭ объясняют длительной дифференциацией магм в „магматическом океане“, а низкие концентрации летучих элементов объясняют их диссипацией в пространство.

В нашем случае можно предположить, что деплетированность пород Rb, K и Sr также вызвана их вторичным выщелачиванием, а концентраторами могли быть габбро-долериты, в которых наблюдаются положительные аномалии калия и рубидия, комплементарные таковым в пиллоу-базальтах (см. рис. 4). По остальным параметрам эти две группы пород сходны. По сравнению с N-MORB базальты и габбро-диабазы обогащены Ba, Th, U. Повышенные концентрации этих, а также и других несовместимых элементов отчасти объясняются длительной эволюцией магм. Обе группы пород характеризуются относительно высокими концентрациями Nb, сопровождающимися менее выраженными положительными аномалиями Zr, что, по-видимому, не вызвано дифференциацией, но отражает особенности состава источника, обогащенного высокозарядными несовместимыми элементами. Это указывает на участие обогащенного мантийного компонента в источниках магм. Таким образом, трудно предложить простую петрогенетическую модель для образования этих пород, деплетированных легкими РЗЭ и обогащенных Nb. Но, по крайней мере, мы можем однозначно утверждать, что они не обнаруживают никаких признаков влияния надсубдукционных флюидов или расплавов: породы характеризуются сходным с N-MORB Th/Nb и низким La/Nb. Хотя пиллоу-лавы о. Бол. Ляховский отличаются от типичных базальтов срединно-океанических хребтов, по комплексу признаков мы должны отнести их к океаническим базальтам.

Два анализа амфиболитов (один из гипербазитового контура, другой из габбро-диабазового) различаются распределением РЗЭ. Образец 177/3 деплетирован легкими РЗЭ, обр. 124/2 характеризуется плоским распределением и явно принадлежит иной петрогенетической серии. Оба образца отличаются от вышеописанных пород сильной обогащенностью крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, K, Pb, Sr), а также U и Th (рис. 5). Эти признаки и высокое Th/Nb указывают на влияние надсубдукционной обстановки, т. е. амфиболиты генетически не связаны с рассмотренными выше океаническими базальтами.

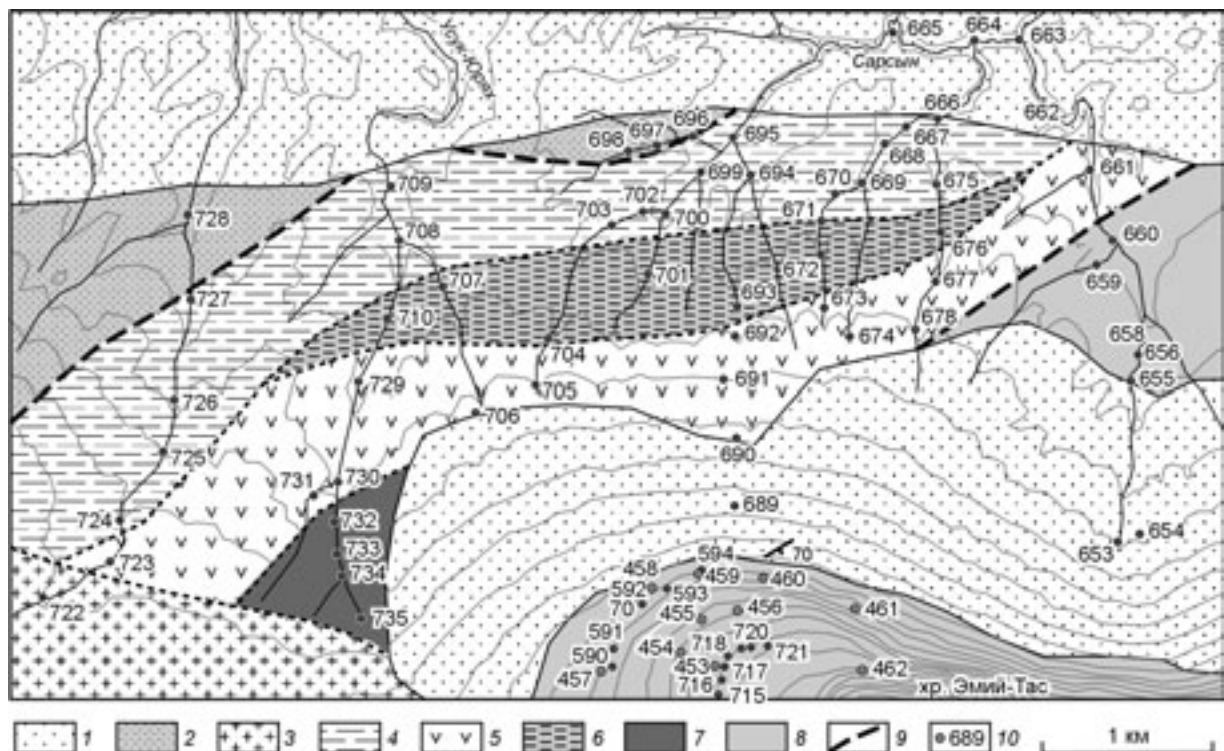


Рис. 5. Геологическая карта выходов пород глаукофан-амфиболитового комплекса (расположение участка см. на рис. 2).

1 — рыхлые отложения; 2 — бурустасская свита; 3 — гранодиориты; 4 — зеленые сланцы, метабазальты, черные сланцы; 5 — эпидотовые амфиболиты и глаукофановые сланцы, 6, 7 — роговообманковые амфиболиты; 6 — преимущественно метабазальты, 7 — преимущественно метагаббро; 8 — амфиболиты Эмийтасского комплекса; 9 — предполагаемые разломы; 10 — точка наблюдения.

Таким образом, в пределах Предмайского участка наблюдается тектоническая смесь магматических пород разного генезиса. Мы подтверждаем выводы С.С. Драчева и Л.А. Савостина о том, что среди пород присутствуют океанические базальты [9], но не считаем возможным интерпретировать всю смесь в качестве единой офиолитовой ассоциации.

Возраст. Наиболее важным было бы определение возраста шаровых лав, что позволило бы решить вопрос о возрасте океанической коры, фрагменты которой надвинуты на бурустасские песчаники и сланцы. Именно эти породы пытались датировать как предшественники, так и мы. С.С. Драчев и Л.А. Савостин [9] пытались определить возраст базальтов Sm-Nd методом по 6 валовым образцам базальтов и получили значение 291 ± 62 млн лет [9]. В указанной работе отсутствуют необходимые компоненты, которые позволили бы оценить достоверность полученного значения, такие как таблица аналитических данных, сведения о СКВО и график изохроны. Однако и без этих компонентов мы можем сделать вывод о том, что попытка определить Sm-Nd методом возраст единого недифференцированного лавового потока по валовым пробам была заранее обречена на провал: первичные вариации Sm/Nd в породах явно недостаточны для уверенного датирования. Полученную цифру нельзя даже рассматривать как приближительную оценку возраста.

Нами проведена значительная работа по поиску радиоларий в межподушечном матриксе, которая также не привела к успеху. В межподушечных пространствах встречается окремнелый гиалокластит, но, как выяснилось, он является результатом гидротермальной деятельности, которая выразилась также в многочисленных кварцевых прожилках. Изучение межподушечного вещества показало полное отсутствие ксеногенных компонентов, что указывает на быстрое излияние всей наблюдаемой толщи базальтов.

Полное отсутствие терригенной примеси позволило предположить, что возраст базальтов может быть определен по гиалокластиту K-Ar методом. Химический анализ гиалокластита показал, что в результате обменных реакций, протекающих при гальмиролизе, наружные корки подушек и обломки стекла в гиалокластите обогащаются калием (до 3—4 %), захваченным из морской воды, и обедняются натрием (вплоть до предела обнаружения рентгенофлуоресцентным методом). Таким образом, теоретически казалось возможным определить возраст если не самого излияния, то, по крайней мере, возраст остывания потока. Эта попытка также не привела к успеху. Два продатированных образца показали значения $133,5 \pm 4,5$ и 139 ± 8 млн лет (нижний мел, валанжин—готтерив). Эти значения возраста соответствуют моменту завершения коллизии Анюйско-Святоносской дуги и Новосибирского блока и, очевидно, не отвечают времени излияния базальтов.

ГЛАУКОФАН-АМФИБОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Геологическое описание. Глаукофан-амфиболитовый комплекс — это новое подразделение, ранее не выделявшееся. Первое и последнее упоминание о находке эпидот-глаукофанового сланца на о. Бол. Ляховский мы обнаружили в неопубликованном отчете В.Н. Войцеховского, проводившего на острове в 1956 г. геологическую съемку м-ба 1:1 000 000 (Войцеховский В.Н., Михалюк Ю.Н. Геологическое строение островов Бол. и Мал. Ляховский. Л., 1957). После работ В.Н. Войцеховского юго-восточная часть острова неоднократно изучалась разными коллективами геологов. Здесь проведены геологические съемки м-ба 1:200 000 и 1:100 000, доизучение м-ба 1:500 000 и тематические работы, однако в геологических отчетах и публикациях, посвященных результатам этих исследований, глаукофановые сланцы не отмечены. Не упоминается также об этой находке и в статье В.Н. Войцеховского, Д.С. Сорокова [19], посвященной описанию амфиболитов о. Бол. Ляховский. Мы также не обнаружили глаукофановых сланцев в западной части выхода эмийтасских амфиболитов, на которую указывал В.Н. Войцеховский.

Учитывая все эти обстоятельства, мы решили, что в первоначальное петрографическое описание вкралась ошибка. Однако во время полевых работ на острове в 2003 г., мы неожиданно наткнулись на выходы глаукофановых сланцев в районе, расположенном северо-западнее хр. Эмий-Тас. Территория, на которой встречены эти породы, представляет собой выровненное пространство, закрытое мощным чехлом четвертичных отложений. По ручьям, пересекающим эту полого наклоненную равнину, встречаются редкие развалы и единичные выходы коренных пород, которые описаны нами в составе глаукофан-амфиболитового комплекса (см. рис. 5).

В пределах этого комплекса могут быть выделены следующие единицы (с северо-запада на юго-восток): 1) зеленые сланцы с включениями массивных амфиболитов и клиньями черных сланцев; 2) сильно дислоцированные эпидотовые амфиболиты, переходящие в глаукофановые сланцы; незначительные фрагменты парасланцев и кварцитов; 3) метабазальтовые(?) роговообманковые амфиболиты; 4) то же с реликтами габбровой структуры (см. рис. 5). В целом комплекс представляет собой тектоническую смесь базальтов, габбро и пелагических осадочных пород (черных сланцев и кремней), метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой, глаукофансланцевой и зеленосланцевой фаций.

Глаукофановые сланцы встречаются в пределах линзовидного участка размером 5×1 км (см. рис. 5). Они диагностируются в поле по синевато-серому, иногда черно-синему цвету. Породы сложены преиму-

Таблица 2. Химический состав метабазитов глаукофан-зеленосланцевой толщи (мас.%)

Компонент	Номер образца											
	672/3	672/7	673/4	674/1	691/1	693/1	707/2	707/3	725/7	726/2	726/4	733/4
SiO ₂	47,69	47,32	48,27	48,6	49,55	48,58	49,04	49,88	47,7	46,73	48,5	48,07
TiO ₂	1,16	1,48	2,12	1,29	1,87	1,91	1,55	1,64	1,48	1,13	1,14	1,37
Al ₂ O ₃	15,30	14,75	13,60	14,85	14,75	14,30	13,60	14,10	16,55	15,35	13,80	17,35
Fe ₂ O ₃	4,12	5,19	4,13	5,59	4,54	5,88	5,22	4,59	2,30	2,32	2,26	1,47
FeO	6,05	7,20	8,32	7,27	10,00	8,24	6,08	5,57	9,05	8,24	8,59	8,12
MnO	0,20	0,21	0,19	0,21	0,15	0,21	0,41	0,36	0,21	0,17	0,18	0,20
MgO	8,16	6,89	7,31	5,85	4,90	5,91	8,62	8,16	6,88	6,54	8,67	7,51
CaO	10,71	10,47	8,09	9,20	6,87	7,87	5,93	6,68	10,42	14,50	11,76	10,97
Na ₂ O	3,05	3,24	4,55	4,40	5,13	4,37	4,01	3,90	2,99	2,13	2,81	2,69
K ₂ O	0,05	0,07	0,13	0,05	0,17	0,06	1,82	1,97	0,37	0,24	0,11	0,15
P ₂ O ₅	0,07	0,09	0,21	0,10	0,17	0,12	0,18	0,18	0,12	0,11	0,07	0,21
H ₂ O ⁻	0,22	0,16	0,12	0,13	0,12	0,16	0,20	0,15	0,17	0,19	0,17	0,13
П.п.п.	3,22	2,88	2,94	2,34	1,90	2,70	3,41	3,05	1,92	2,20	1,87	2,08
Сумма	100,00	99,95	99,98	99,88	100,12	100,31	100,07	100,23	100,16	99,85	99,93	100,32

Примечание. Номера образцов соответствуют номерам точек на рис. 5. Анализы выполнены методом „мокрой химии“ в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Все образцы представляют собой амфиболовые сланцы, образовавшиеся по вулканитам, туфам, габбро (733/4) и породам смешанного состава (707/2, 707/3). Состав амфибола меняется в широких пределах: образцы 693/1, 707/2, 707/3 содержат глаукофан, образцы 673/4, 674/1, 691/1 — слабощелочной амфибол промежуточного состава, остальные — актинолит и роговую обманку.

существенно амфиболом и эпидотом; также присутствуют хлорит, фенгит, альбит и кварц, реже встречаются гранат, паргонит или биотит; аксессуарные минералы: ильменит, сфен, апатит и циркон.

Метабазальты и метагаббро глаукофан-амфиболитового комплекса представляют собой толеиты с умеренным содержанием TiO₂ (1,2—2,1 %) и крайне низким — K₂O (0,2—0,05 %) (табл. 2). Два образца глаукофановых сланцев (707/2 и 707/3) отличаются высокими концентрациями K₂O (1,8—2,0 %). Эти сланцы содержат существенное количество фенгита и, вероятно, образовались по вулканогенно-осадочной породе. Повышенные концентрации Mn (см. табл. 2) позволяют предположить участие пелагических осадков в составе субстрата этих двух образцов. По химическому составу метабазиты глаукофан-амфиболитового комплекса сходны с рассмотренными выше пиллоу-лавами Предмайского участка и, вероятно, так же как и они, входили в состав коры океанического бассейна, разделявшего в позднеюрское время Новосибирский континентальный блок и Анюйско-Святоносскую дугу [20]. Глаукофансланцевый метаморфизм этих пород указывает на обстановку субдукции. В связи с этим мы предполагаем, что в данном случае они представляли собой кору Южно-Аньюйского океана, субдуцированную под Анюйско-Святоносскую дугу.

Гранат-глаукофановые сланцы: состав минералов. Наиболее детально были изучены гранат-содержащие глаукофановые сланцы, минеральные ассоциации которых позволяют более достоверно определить параметры метаморфизма субдуцируемой плиты. Среди этих сланцев выделяются две разновидности, отвечающие относительно низко- и высокотемпературным условиям метаморфизма.

Для *низкотемпературной ассоциации* характерны мелкие (до 10—15 мкм) гранаты с хорошо выраженной зональностью, отражающей рост температуры метаморфизма. Центральная часть гранатов обогащена спессартиновым компонентом, содержание которого резко падает в кайме (табл. 3, рис. 6,а). Амфиболы этой ассоциации представлены глаукофаном, в краевой части которого уменьшается содержание рибекитового минала. Таким образом, зональность в гранатах и амфиболах отражает рост и давления, и температуры и соответствует прогрессивной ветви высокобарического метаморфизма.

Высокотемпературная ассоциация характеризуется присутствием относительно крупных (до 1 мм) и достаточно однородных по составу гранатов существенно альмандинового состава (см. табл. 3, рис. 6,б). Некоторое увеличение содержаний MnO и уменьшение — MgO в маломощной кайме (4—6 мкм) отражают самую позднюю стадию ретроградного изменения. Амфиболы, ассоциирующие с гранатом, резко зональны. Края зерен сложены глаукофаном, близким по составу к охарактеризованным ранее, в то время как центральная часть представлена баррузитом (см. табл. 3, рис. 7). Такие изменения состава минералов свидетельствуют о повышении давления и одновременном снижении температуры, что отвечает переходу к регрессивной фазе метаморфизма.

Таблица 3. Представительные микрозондовые анализы минералов из амфибол-глиукофановых сланцев

Композит	Обр. 672/5 (тип 2)						Обр. 673/1 (тип 2)						Обр. 707/4 (тип 1)								
	Гр		Амф		Пл	Хз	Гр		Амф		Пл	Фенг	Эп		Гр		Амф		Пл	Эп	
	ц	к	ц	к			ц	к	ц	к			ц	к	ц	к	ц	к		ц	к
SiO ₂ мас. %	36,86	37,10	46,54	55,84	67,62	26,41	37,13	37,39	48,23	55,68	66,58	50,13	37,08	37,59	36,59	36,81	55,06	54,83	67,01	36,35	37,27
TiO ₂	0,00	0,00	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,64	20,70	12,28	10,42	19,07	19,34	20,57	20,86	11,17	10,75	19,51	25,43	22,42	25,19	18,40	19,97	6,79	7,66	19,72	20,94	23,27
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	0,37	0,40	2,68	0,80	0,00	0,00	0,27	0,52	2,57	0,51	0,00	0,00	15,49	11,64	2,96	1,47	4,73	3,78	0,00	13,93	12,22
FeO	25,30	25,07	15,50	12,93	0,00	25,51	24,09	20,50	15,98	14,08	0,00	3,62	0,14	0,11	7,31	13,74	13,00	14,61	0,00	1,68	0,90
MnO	6,23	5,84	0,00	0,00	0,00	0,00	7,09	5,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,37	0,40	23,96	16,62	0,64	0,30	0,00	1,09	0,65
MgO	0,97	1,21	8,06	8,30	0,00	15,84	0,89	0,48	7,86	7,52	0,00	3,01	0,00	0,00	0,10	1,06	8,95	8,10	0,00	0,00	0,00
CaO	8,38	8,76	7,02	1,83	0,33	0,00	9,01	13,88	6,34	1,89	0,00	0,00	22,94	23,44	9,36	9,02	1,29	1,62	0,70	22,53	23,09
Na ₂ O	0,00	0,00	4,44	6,35	11,40	0,00	0,00	0,00	4,48	6,19	11,36	0,47	0,00	0,00	0,00	0,00	6,48	6,30	11,19	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,19	11,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	98,75	99,08	96,90	96,47	98,42	87,10	99,05	99,13	96,80	96,62	97,64	93,66	98,44	98,37	98,70	98,70	96,94	97,20	98,63	96,54	97,43
O, wt	12	12	23	23	8	14	12	12	23	23	8	11	12,5	12,5	12	12	23	23	8	12,5	12,5
Si	2,999	3,001	6,897	7,913	2,999	2,801	3,009	2,998	7,137	7,907	2,979	3,442	2,965	2,966	3,014	2,996	7,921	7,888	2,970	2,990	2,995
Ti	0,000	0,000	0,042	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,980	1,974	2,145	1,741	0,997	2,418	1,965	1,972	1,949	1,800	1,029	2,058	2,113	2,343	1,787	1,916	1,152	1,299	1,030	2,031	2,204
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,022	0,024	0,299	0,085	0,000	0,000	0,017	0,031	0,286	0,054	0,000	0,000	0,932	0,691	0,184	0,090	0,512	0,409	0,000	0,862	0,739
Fe ²⁺	1,721	1,695	1,922	1,533	0,000	2,263	1,632	1,375	1,977	1,672	0,000	0,208	0,009	0,007	0,504	0,935	1,564	1,758	0,000	0,116	0,061
Mn	0,429	0,400	0,000	0,000	0,000	0,000	0,487	0,374	0,000	0,000	0,000	0,000	0,025	0,027	1,672	1,146	0,078	0,037	0,000	0,076	0,044
Mg	0,118	0,146	1,780	1,753	0,000	2,507	0,107	0,057	1,733	1,592	0,000	0,308	0,000	0,000	0,012	0,129	1,919	1,737	0,000	0,000	0,000
Ca	0,731	0,760	1,115	0,278	0,016	0,000	0,783	1,193	1,005	0,288	0,000	0,000	1,967	1,984	0,827	0,788	0,199	0,250	0,033	1,988	1,990
Na	0,000	0,000	1,277	1,746	0,981	0,000	0,000	0,000	1,285	1,706	0,986	0,063	0,000	0,000	0,000	0,000	1,809	1,759	0,963	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,032	0,000	0,011	0,964	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Сумма	8,000	8,000	15,477	15,049	4,993	9,989	8,000	8,000	15,404	15,019	5,005	7,043	8,011	8,018	8,000	8,000	15,152	15,137	4,996	8,063	8,033

Примечание. Анализы выполнялись в ГИИ СО РАН (г. Улан-Удэ) на модернизированном микрозонде MAP-3, аналитик И.С. Карманов. Содержания Fe₂O₃ рассчитывались по методике G.T.R. Droop [32]. ц — центр, к — край.

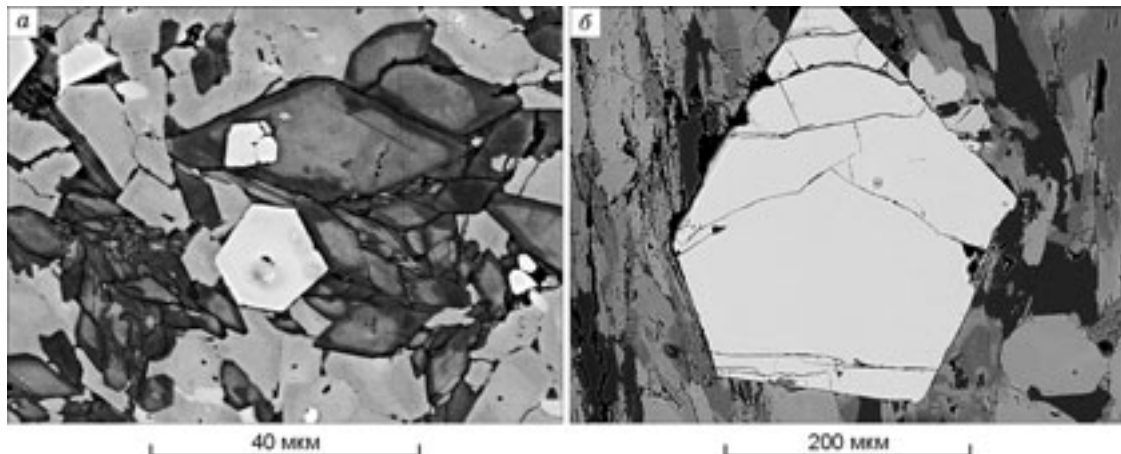


Рис. 6. Фотографии гранатсодержащих глаукофановых сланцев в обратнорассеянных электронах (back-scattered images).

a — первый тип мелких резко зональных гранатов в ассоциации с зональными амфиболами (в центре кросситы с высоким содержанием рибекитового минала, в краевой части — обогащенные глаукофановым компонентом); *б* — второй тип крупных слабо зональных гранатов в ассоциации с зональными амфиболами, центральная часть которых сложена барруазитом, а краевая — глаукофаном.

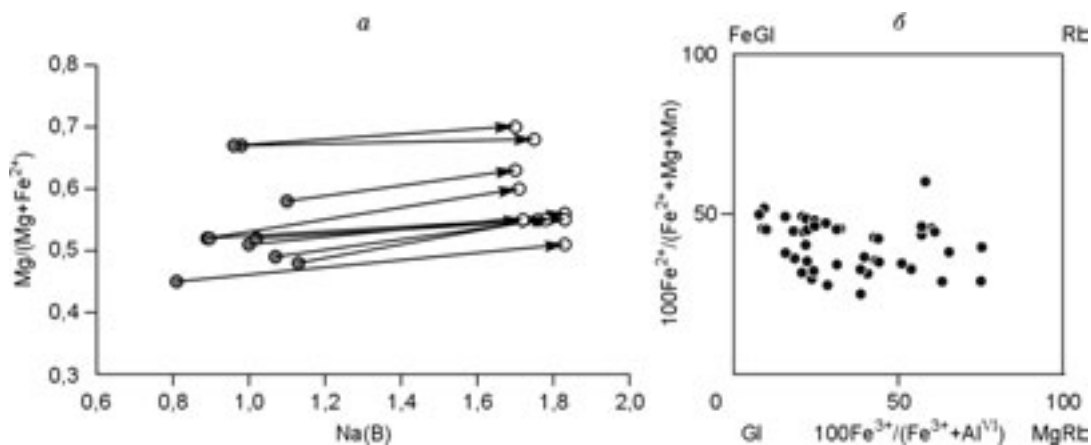


Рис. 7. Состав щелочных амфиболов глаукофан-амфиболитовой толщи.

a — зональные амфиболы в гранатсодержащих глаукофановых сланцах второго типа: центральная часть амфиболов (залитые кружки) сложена барруазитом, краевая (открытые кружки) — глаукофаном; *б* — составы щелочных амфиболов глаукофановых сланцев. Gl — глаукофан; FeGl — ферроглаукофан; Rb — рибекит; MgRb — магнезиорибекит.

Таблица 4. Результаты расчетов средних *PT*-параметров по программе THERMOCALC

Параметр	Номер образца				
	707/4 ц	672/5 ц	672/5 к	673/1 ц	673/1 к
<i>T</i> , °C	418	523	490	598	556
<i>sd(T)</i>	42	13	26	37	39
<i>P</i> , кбар	7,5	7,3	12,1	9,7	13,5
<i>sd(P)</i>	2,0	1,1	1,7	2,0	2,1
<i>sd(fit)</i>	0,83	0,98	1,66	1,21	1,38
<i>N_R</i>	4	7	4	7	5

Примечание. Минеральные парагенезисы и составы минералов приведены в табл. 1. *sd(fit)* — критерий оценки 95 % уровня значимости результатов (во всех приведенных расчетах отвечает корректному для указанного количества независимых реакций), *N_R* — кол-во независимых реакций, включенных в расчет; *sd* — стандартное отклонение.

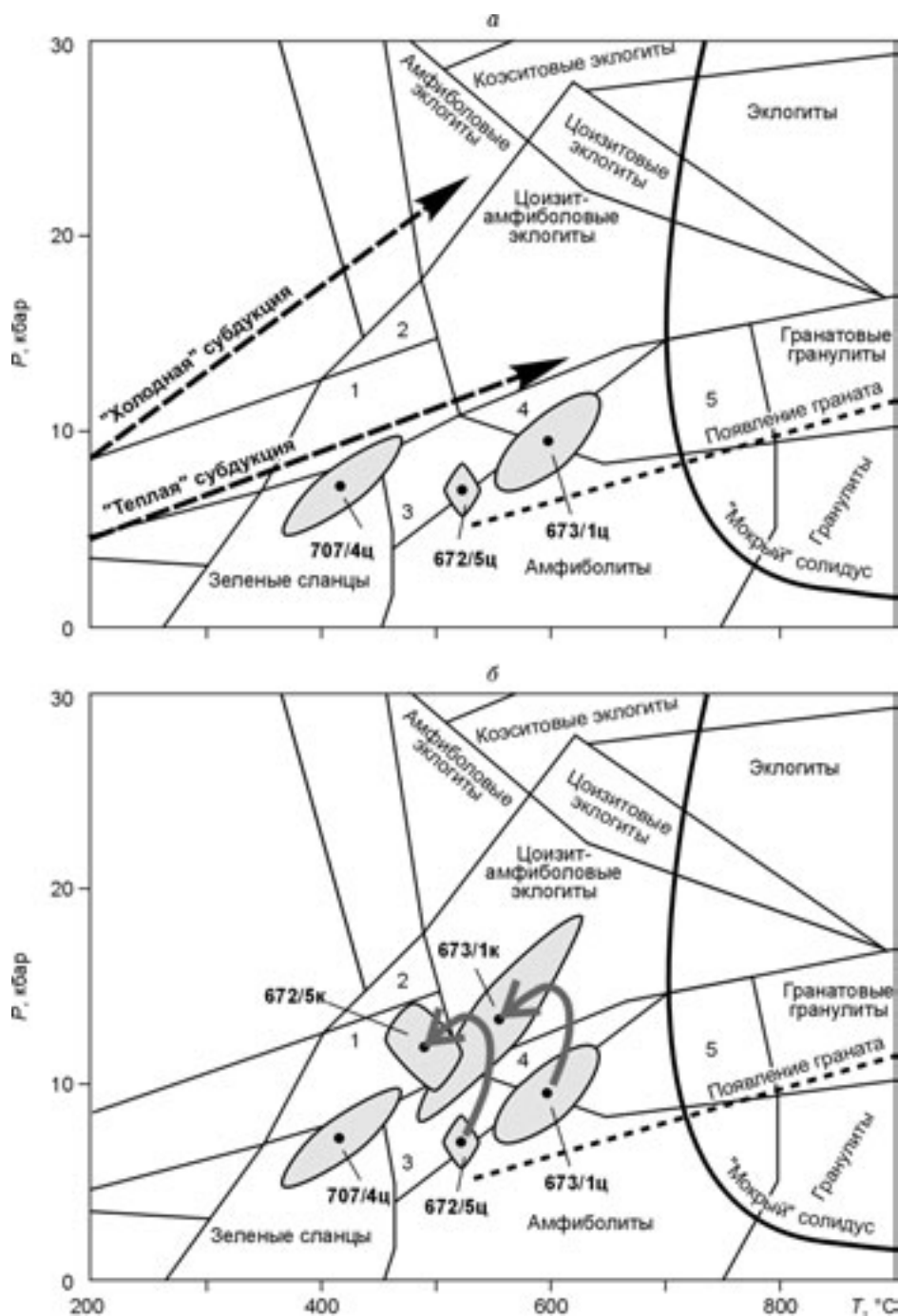


Рис. 8. *P*-*T*-параметры глаукофансланцевого метаморфизма.

a — параметры метаморфизма для центральных частей минералов (геотермы теплой и холодной субдукции, по [24]); *b* — тренды метаморфизма регрессивной фазы, направленные против часовой стрелки. Показаны доверительные интервалы (см. серые овалы) значений температуры и давления. Голубые сланцы: 1 — эпидотовые, 2 — жадеит-эпидотовые; амфиболиты: 3 — эпидотовые, 4 — гранат-эпидотовые, 5 — гранатовые.

Составы остальных минералов в обеих ассоциациях сходны. Для эпидота наиболее обычным является увеличение цоизитового компонента в кайме. Фенгиты характеризуются высоким содержанием селадонитового компонента, типичным для высокобарических метаморфитов (см. табл. 3). Обычными являются процессы диафорического преобразования глаукофановых сланцев, выражающиеся в развитии актинолита по щелочным амфиболам и даже полного замещения натровых амфиболов агрегатами хлорита, эпидота и альбита. Одной из интересных особенностей глаукофановых сланцев является присутствие в них новообразованных эвгедральных кристаллов циркона размером от 3 до 6 мкм. Цирконы встречаются

в центральных частях зерен граната и в матриксе сланцев. Эти наблюдения подтверждают возможность кристаллизации циркона в низкотемпературных условиях, обоснованную недавно авторами работы [21].

Параметры глаукофансланцевого метаморфизма. Для оценки *PT*-параметров метаморфизма была использована база согласованных термодинамических данных по минералам, расчеты велись по программе THERMOCALC [22, 23]. Достаточно надежные значения температур и давлений метаморфизма были получены для трех образцов гранатовых глаукофановых сланцев (табл. 4).

Рассчитанное давление при использовании анализов центральных частей минералов составляет 7—10 кбар, что соответствует глубине 20—30 км. Температура метаморфизма варьирует и составляет 400—450 °С для гранат-амфиболового сланца первого типа и 520—600 °С для ассоциаций второго типа (рис. 8,а).

PT-параметры, рассчитанные для краевых частей минералов из амфибол-глаукофановых сланцев второго типа показывают значительно более высокие давления (12—13,5 кбар), при пониженных на 30—40 °С относительно центральных частей температурах. Тренды высокобарического метаморфизма для каждого из этих двух образцов направлены против часовой стрелки (counterclockwise). Подобные тренды объясняют, по крайней мере, четырьмя разными способами [24, 25], в том числе и коллизионными событиями, вызывающими нагромождение тектонических покровов над зоной конвергенции. Как нам представляется, именно эта модель наиболее непротиворечиво объясняет описанные выше особенности метаморфизма.

Параметры метаморфизма „низкотемпературных“ глаукофановых сланцев близки к геотерме теплой субдукции (см. рис. 8,а). Различия параметров теплой и холодной субдукции, их причины и петрологические следствия широко обсуждаются в литературе [26—28, 33]. В частности установлено, что теплая субдукция приводит к быстрой дегидратации погружающейся плиты, которая осуществляется на малых глубинах, и как следствие — к возможной редукции нормального известково-щелочного надсубдукционного магматизма или к его полному отсутствию. Параметры метаморфизма для „высокотемпературных“ гранат-амфиболовых сланцев (по центральным частям минералов) существенно отклоняются от геотермы теплой субдукции при фиксированных давлениях, что можно объяснить предколлизионным заклиниванием зоны субдукции и соответствующим выравниванием термальных градиентов в холодной субдуцирующей плите. Последующие коллизионные события могли приводить к дополнительному увеличению литостатического давления, соответствующего нагромождению над зоной конвергенции тектонических покровов общей мощностью 10—12 км. Этому тектоническому событию отвечают составы краевых частей минералов в амфибол-глаукофановых сланцах второго типа. Согласованные изменения параметров метаморфизма в двух проанализированных образцах глаукофановых сланцев позволяют считать этот вывод достаточно корректным. Более того, следует подчеркнуть, что близкие оценки в центральных и краевых частях были получены еще по трем образцам, однако значения параметра *sd*(fit) для них превышали пороговые значения, позволяющие считать оценки *PT*-параметров достоверными.

Возраст метаморфизма. Возраст глаукофансланцевого метаморфизма может быть оценен только по косвенным признакам. Резкое повышение давления в момент разворота тренда метаморфизма от прогрессивной ветви к регрессивной мы связываем с коллизией Анюйско-Святоносской дуги и Новосибирского блока. Возраст этого события — конец поздней юры — начало раннего мела [11].

ВЫВОДЫ

1. В юго-восточной части о. Бол. Ляховский обнажены тектонические отторженцы разнообразных магматических пород основного и ультраосновного составов океанического и островодужного происхождения. Породы океанической коры представлены слабоизмененными в океанических условиях пиллоу-базальтами и интрузивными базитами, а также базальтами и габбро, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой и глаукофансланцевой фаций метаморфизма. Хотя мы не смогли обосновать возраст океанических пород прямыми методами, общая геологическая ситуация убеждает в том, что они принадлежат литосфере Южно-Анюйского океана, располагавшегося между позднелюрской Анюйско-Святоносской островной дугой и окраиной Новосибирского континентального блока. В результате коллизии этих структур, осуществившейся в конце поздней юры—начале раннего мела, Южно-Анюйский океан закрылся, а фрагменты его литосферы были надвинуты на окраину Новосибирского блока и включены в виде тектонических клиньев и покровов в синколлизионный осадочный комплекс.

2. Глаукофановые сланцы о. Бол. Ляховский отвечают фрагменту океанической плиты, субдуцированной под Анюйско-Святоносскую островную дугу до глубины 30—40 км. Параметры метаморфических преобразований свидетельствуют о резком увеличении давления при переходе к регрессивной фазе (тренд, направленный против часовой стрелки). Мы предполагаем, что выявленный тренд имеет важное тектоническое значение и фиксирует эпизод прекращения субдукции и начала сдвигания коры в процессе коллизии дуги и Новосибирского континентального блока.

3. Позднеюрские океанические пиллоу-базальты, серпентиниты и глаукофановые сланцы описаны также на Чукотке в районе тектонотипа Южно-Аньюйской сутуры. Как и на о. Бол. Ляховский, они тектонически совмещены с неокомовыми граувакками, содержащими продукты размыва серпентинитов [3, 29, 30]. Аналогичная геологическая ситуация в этих двух районах свидетельствует о том, что подлинная Южно-Аньюйская сutura выходит в юго-восточной части о. Бол. Ляховский.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 05-05-64028, 05-05-64761) и INTAS (№ 01-00762 „NEMLOR“).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Спектор В.Б., Андрусенко А.М., Дудко Е.А., Карева Н.Ф.** Продолжение Южно-Аньюйской сутуры в Приморской низменности // Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 6, с. 1447—1450.
2. **Сеславинский К.Б.** Южно-Аньюйская сutura (Западная Чукотка) // Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 5, с. 1181—1185.
3. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР, Кн. 2. М., Недра, 1990, 334 с.
4. **Богданов Н.А., Тильман С.М.** Тектоника и геодинамика северо-востока Азии (Объясн. зап. к тектонической карте северо-востока Азии м-ба 1:5 000 000). М., 1992, 54 с.
5. **Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L. et al.** The South Anyui suture: facts and problems to solve // Tectonic evolution of the Bering shelf — Chukchi sea — Arctic margin and adjacent landmasses / E.L. Miller, S. Klemperer, A. Grantz (Eds.). Geol. Soc. Amer., 2002, Spec. Paper 360, p. 209—224.
6. **Kuzmichev A., Bogdanov N.** Where does the South Anyui suture go to in the New Siberian Islands and Laptev Sea?: implication to the rotational hypothesis of the Amerasian Basin opening // Geophysical Research Abstracts, 2003, v. 5 (EGS-AGU-EUG Joint Assembly), abstract № EAE03-A-05165.
7. **Rowley B.R., Lottes A.L.** Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to Present // Tectonophysics, 1988, v. 155, p. 73—120.
8. **Савостин Л.А., Драчев С.С.** Некоторые особенности геологического строения и тектоники о. Бол. Ляховский (Новосибирские о-ва) // Докл. АН СССР, 1988, т. 301, № 1, с. 169—172.
9. **Драчев С.С., Савостин Л.А.** Офиолиты о. Бол. Ляховский (Новосибирские о-ва) // Геотектоника, 1993, № 3, с. 98—107.
10. **Виноградов В.А., Дибнер А.Ф., Самусин А.И.** О выделении пермских отложений на о. Бол. Ляховский // Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 5, с. 1200—1202.
11. **Кузьмичев А.Б., Соловьев А.В., Гоникберг В.Е. и др.** Синколлизионные мезозойские терригенные отложения о. Бол. Ляховский (Новосибирские о-ва) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005.
12. **Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И.** Новосибирские острова. Геологическое строение и минерагения / Ред. В.И. Ушаков. СПб., ВНИИОкеангеология, 1999, 130 с.
13. **Вольнов Д.А., Лопатин Б.Г., Сороков Д.С. и др.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-53-55, Новосибирские острова (Объясн. зап.). СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1999, 208 с.
14. **Layer P.W., Newberry R., Fujita K. et al.** Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // Geology, 2001, v. 29, № 2, p. 167—170.
15. **Kuzmichev A., Gonikberg V., Zamzhitsky O. et al.** The metamorphic complex of Big Lyakhov Island (New Siberian Islands): not a Precambrian basement but the Early Mesozoic layered intrusion // The fourth International Conference on Arctic margins (ICAM IV). Dartmouth, Canada, 2003, Abstract № 12.
16. **Геология СССР, т. XXVI.** Острова Советской Арктики. (Ред. Т.Н. Спижарский). М., Л., Гос. изд-во геол. литер., 1947, 552 с.
17. **Самусин А.И., Белоусов К.Н.** Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Новосибирские острова. Листы S-53-XVI, XVII, XXIII; S-54-XIV-XVI, XX-XXIIIV, XXVII-XXX: Объясн. зап. (Ред. А.М. Иванова). М., Изд-во Союзгеолфонд, 1985, 130 с.
18. **Warren P.H.** The magma ocean concept and Lunar evolution // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1985, v. 13, p. 201—240.
19. **Войцеховский В.Н., Сороков Д.С.** Докембрийские образования о. Бол. Ляховский (Новосибирские о-ва) // Информационный бюллетень НИИГА, 1957, вып. 4, с. 4—7.
20. **Kuzmichev A., Sklyarov E.** Blueschists and associated exotic rocks related to the South-Anjuy suture on the Big Lyakhov is. (New Siberian islands) // 32nd Int. Geol. Congr., 2004, Abs. Vol., pt. 1, abs. № 53-17.
21. **Dempster T.J., Hay D.C., Bluck B.J.** Zircon growth in slate // Geology, 2004, v. 32, № 3, p. 221—224.

22. **Powell R., Holland T.J.B.** An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Application methods, worked examples and a computer program // *J. Metamorph. Geol.*, 1988, v. 6, p. 173—204.
23. **Holland T.J.B., Powell R.** An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metamorph. Geol.*, 1998, v. 16, p. 309—344.
24. **Bellot J.-P., Triboulet C., Laverne C., Bronner G.** Evidence for two burial/exhumation stages during the evolution of the Variscan belt, as exemplified by $P-T-t-d$ paths of metabasites in distinct allochthonous units of the Maures massif (SE France) // *Int. J. Earth Sci.*, 2003, v. 92, p. 7—26.
25. **Dilek Y., Whitney D.L.** Counterclockwise $P-T-t$ trajectory from the metamorphic sole of a Neo-Thetian ophiolite (Turkey) // *Tectonophysics*, 1997, v. 280, p. 295—310.
26. **Cloos M.** Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1993, v. 105, p. 715—737
27. **Peacock S.M., Wang K.** Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: examples from southwest and northeast Japan // *Science*, 1999, v. 286, p. 937—939.
28. **Kirby S.H.** Taking the temperature of slabs // *Nature*, 2000, v. 403, p. 31—34.
29. **Бондаренко Г.Е., Соловьев А.В., Тучкова М.И. и др.** Возраст детритовых цирконов в песчаниках верхнемезозойского флиша Южно-Аннуйской сутуры (Западная Чукотка) // *Литология и полезные ископаемые*, 2003, № 2, с. 1—17.
30. **Натальин Б.А.** Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления. М., Наука, 1984, 136 с.
31. **Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* (Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry). *Geol. Soc. special publication*, 1989, v. 42, p. 313—345.
32. **Droop G.T.R.** A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria // *Miner. Mag.*, 1987, v. 51, p. 431—435.
33. **Волкова Н.И., Ступаков С.И., Третьяков Г.А. и др.** Глаукофановые сланцы Уймонской зоны — свидетельство ордовикских аккреционно-коллизийных событий в Горном Алтае // *Геология и геофизика*, 2005, т. 46, № 4, с. 367—382.

*Поступила в редакцию
16 июня 2005 г.*