

*А. И. Ханчук, В. В. Голозубов, И. В. Панченко,
А. В. Игнатъев, О. В. Чудаев*

ГАНЫЧАЛАНСКИЙ ТЕРРЕЙН КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

В составе Ганычаланского террейна выделяются три субтеррейна: Ильпенейский (глаукофановые и зеленые сланцы), Хинантынупский (ультрабазиты, габброиды, амфиболиты) и Элгеминайский (диабазы, базальты, кремни, известняки, конгломераты и песчаники). Толентовые и щелочные метабазальты Ильпенейского субтеррейна совместно с породами Хинантынупского составляют офiolитовую ассоциацию океанического острова. Аргон-аргоновый возраст образования габбро (559 млн лет) и метаморфизма гранат-кварцевых амфиболитов (550 млн лет) Хинантынупского субтеррейна близки к возрасту метаморфизма кварцитов Ильпенейского субтеррейна (530—520 млн лет). Амфиболиты образовались при $T = 625^{\circ}\text{C}$ и $P = 9\text{--}10$ кбар и отражают ранний метаморфизм офiolитов, связанный с перемещением разогретых пластин сразу же после формирования смаунтов.

ВВЕДЕНИЕ

Ганычаланский террейн* сложен породами различного возраста и генезиса. Основные черты его геологического строения были установлены работами В. Ф. Белого, Н. Л. Добрецова, Н. Б. Заборовской, А. Ф. Михайлова, Г. Е. Некрасова, Л. Г. Пономаревой, А. Д. Чехова и др.

* Террейн — это геологическое тело региональной протяженности, выделяемое по тектоностратиграфическим признакам, имеющее собственную историю геологического развития, отличающуюся от истории развития соседних тел [14, 16, 17]. Мы не разделяем распространенного в советской литературе представления о «чужеродности» или «экзотичности» как главным признаке выделения террейнов.

Л. В. Баженовым, Л. А. Семеновым и Н. Л. Евглевским в 1985 г. составлена геологическая карта террейна в масштабе 1 : 50 000.

В составе террейна выделена толща голубых сланцев с раннепалеозойскими исходными породами и среднепалеозойским метаморфизмом [4]. Позднее некоторые исследователи [1, 12 и др.] считали голубые сланцы метаморфизованными аналогами базальтов, кремней и известняков кингвеевской свиты мезозойского возраста. Кроме того, здесь обнажены толща ордовикских вулканогенно-кремнистых пород, несогласно перекрытая терригенными отложениями позднего ордовика [2], позднетерозойский — раннепалеозойский ультрабазит-габбро-амфиболитовый (офиолитовый) комплекс [7, 9], а на юго-восточной границе террейна — меланик с блоками девонских, пермских и триасовых пород [7]. Среди гальки ордовикских конгломератов обнаружены раннекембрийские известняки с археоцнатами, которые аналогичны археоцнатам в одновозрастных известняках Аляски и Канады и резко отличаются от археоцнат Сибири [5].

Полученные нами новые данные о возрасте пород офиолитового комплекса и голубых сланцев, а также о возрасте кремней дополняют и уточняют представления о геологическом строении и истории формирования Ганычаланского террейна.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Ганычаланский террейн — один из трех террейнов, которые мы выделяем в пределах Пенжинского хребта (с северо-запада на юго-восток): Харитонинский, Ганычаланский и Куюльский (рис. 1, 2). Характеристика террейнов, а также предлагаемая геолого-структурная карта района (см. рис. 2) составлены с широким привлечением материалов геологосъемочных работ, выполненных геологами Северо-Камчатской экспедиции ПГО Камчатгеология Л. В. Баженовым, Л. А. Семеновым и Н. Л. Евглевским.

Харитонинский террейн, сложенный одноименной свитой раннекаменноугольного возраста, располагается вдоль юго-восточного края Пенжинской депрессии. При видимой ширине 5—10 км террейн прослежен в северо-восточном направлении от левобережья р. Харитоня до р. Белая на расстоянии около 50 км. Северо-западная и юго-западная границы террейна перекрыты залегающими с угловым несогласием раннепоздне меловыми и кайнозойскими молассами.

Харитонинская свита мощностью около 2400 м представляет собой чередование пачек алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов. Свита охарактеризована многочисленными находками фауны (брахиопод, реже гониатитов), определяющими возрастные ее границы в рамках турнейского и визейского веков. В кровле свиты отмечены прослои углистых сланцев и каменных углей, а в подошве — маломощные потоки андезитов и дацитов, а также прослои туфов среднего и кислого состава. По составу кластики (в том числе и тяжелой фракции) песчаники свиты следует относить к приостроводужным грауваккам, причем как источник осадочного вещества большую роль играл базитовый и гипербазитовый фундамент [6]. Свита образует открытые, часто коробчатые складки шириной 4—5 км, имеющие восток-северо-восточное простирание и углы падения слоев на крыльях 10—30°. Разрывные нарушения многочисленны, они обычно субвертикальны и ориентированы преимущественно вдоль складок или косо секут их. Вопрос о характере перемещений по ним, как и по относительно редким поперечным разрывам, остается неясным.

Относительная слабая дислоцированность харитонинской свиты позволяет предполагать, что Харитонинский террейн представляет собой фрагмент вулканической дуги, залегающей на жестком фундаменте, возможно, краевой части кратона.

Ганычаланский террейн, образованный раннепалеозойскими породами, примыкает с юго-востока к Харитонинскому. Граница проходит почти

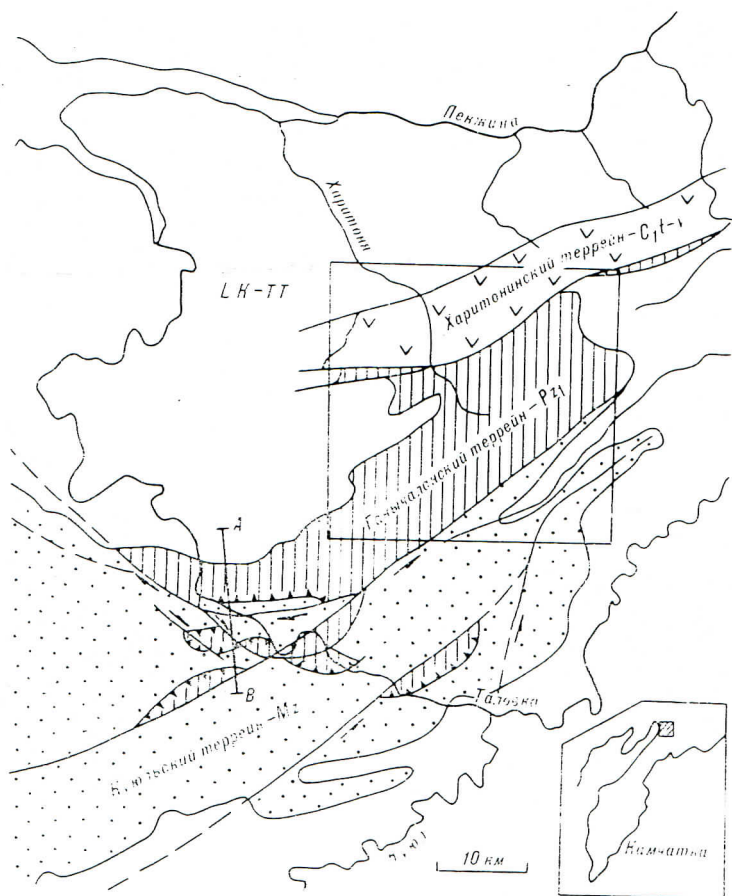


Рис. 1. Тектоностратиграфические террейны Пенжинского края.

1 — конгломераты; 2 — андезиты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты, песчаники; 5 — базальты, известняки, яшмы; 6 — песчаники; 7 — песчаники, аргиллиты; 8 — песчаники, андезитовые туфы; 9 — известняки; 10 — конгломераты, алевролиты; 11 — известняки, кремни; 12 — пиллоу-базальты; 13 — диабазы (средний ордовик); 14 — габбро (ранний кембрий); 15 — голубые сланцы, кварциты, мрамора; 16 — серпентинитовый меланж; 17 — надвиги; 18 — разломы и сдвиги со смещением по простиранию; 19 — слоистость.

на всем протяжении по крутопадающему разлому, вероятно, сдвигу. Лишь на отдельных отрезках геологические карты показывают надвиговые взаимоотношения (ордовикские породы надвинуты на каменноугольные), но эти данные требуют проверки.

Ганьичаланский террейн при ширине в 10—15 км прослеживается на расстояние около 50 км от верхний р. Ганьичалан до верхний р. Мал. Упупкин. Северо-восточнее и юго-западнее он погружается под субгоризонтально залегающие молассы мелового и кайнозойского возраста. Он имеет сложное строение и представляет собой пакет из перекрывающих друг друга трех тектонических пластин (субтеррейнов). Здесь выделяются (снизу вверх): Ильпенейский (голубые сланцы), Хинантынупский (ультрабазиты, габброиды) и Элгеминайский (диабазы, базальты, кремни, известняки, конгломераты, песчаники и сланцы) субтеррейны. Пакет из этих пластин смят в опрокинутую на юго-восток антиформу. Ее юго-

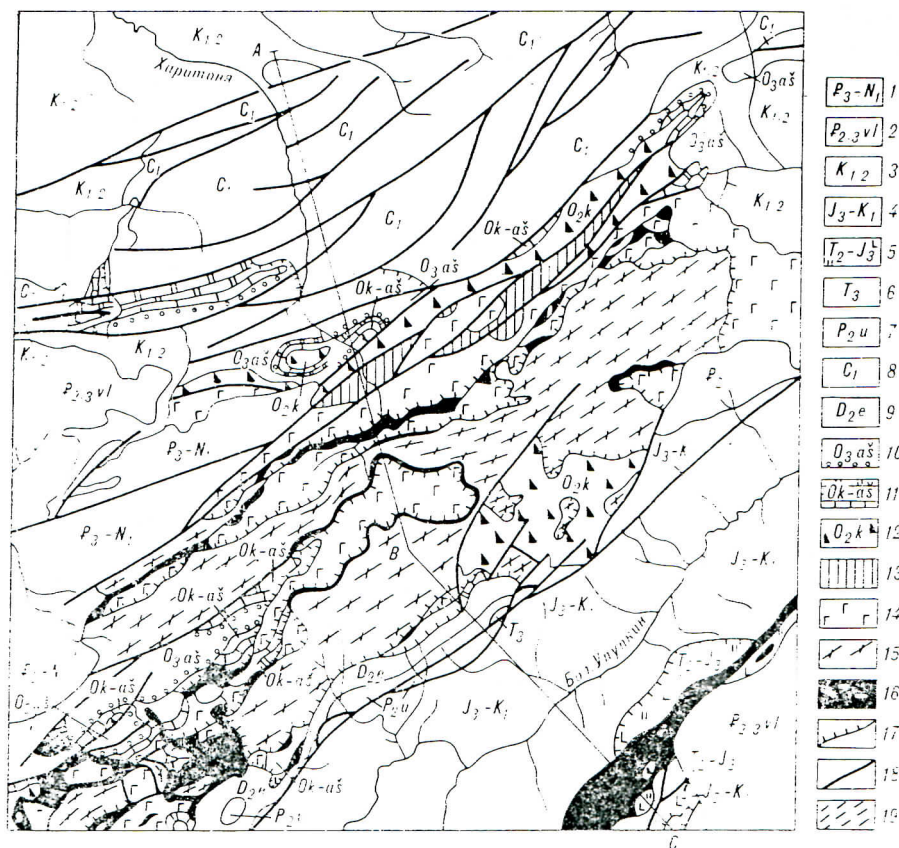


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Ганычаланского террейна. Усл. обозн. см. на рис. 1.

восточное крыло редуцировано, к нему приурочен крупный надвиг с серпентинитовым меланжем, содержащим обломки и пластины — фрагменты всех трех субтеррейнов. Северо-западное крыло имеет более простое строение, осложнено антиформным и синформным перегибами и сериями крутопадающих разрывов восток-северо-восточного простирания. Данные разрывы, судя по наблюдавшимся вблизи них мелким складкам волочения с крутопадающими шарнирами, в процессе перемещений имели сдвиговую составляющую.

Вдоль юго-восточной границы Ганычаланского террейна прослеживается узкая (шириной до 1,5 км) полоса выходов пород, содержащих разнообразную фауну среднего — верхнего палеозоя и раннего мезозоя. Здесь известны коралловые известняки эйфельского яруса среднего девона, известковистые конгломераты, песчаники и алевролиты с фауной брахиопод и банками колымцевых ракушечников уфимского яруса верхней перми, а также песчаники и алевролиты с остатками монотид, галобий и брахиопод норийского яруса верхнего триаса. В плане выходы каждой из перечисленных групп пород ограничены разломами, нередко изометричны или имеют линзовидную форму и размеры (в поперечнике) от первых десятков до сотен метров. По мнению [7, 9], мы имеем здесь дело с

пермской олистостромой, содержащей глыбы среднедевонских пород. Однако при таком взгляде выпадают из рассмотрения выходы верхнетриасовых пород среди этого же комплекса. А. Д. Чехов [12] также предполагает здесь олистострому, но апт-альбского возраста. Нет сомнения, что здесь обнажена полоса меланика, но вопрос о природе его (осадочной или тектонической) требует дальнейшего изучения, особенно в части определения генезиса и возраста матрикса, «склеивающего» разновозрастные образования.

Куюльский террейн занимает большую часть Пенжинского Кряжа, включает практически Таловские и Маметчинские горы и образован сложной дислоцированными позднеюрскими — раннемеловыми толщами общей мощностью около 5000 м. По данным П. В. Маркевича и др. [6], эти толщи формировались за счет размыва прилегающих островных дуг. В структурном отношении терригенный разрез образует параавтохтон, а аллохтоны представлены раннемезозойскими офиолитами. Наиболее крупным аллохтоном является полоса куюльских офиолитов с Ганкуваямской пластиной отмершего центра спрединга. Куюльский террейн сформировался в результате раннемеловой аккреции позднеюрского центра спрединга, перпендикулярного к активной окраине [11].

Границы между Куюльским и Ганычаланским террейнами на всем протяжении являются тектоническими. С юго-востока Ганычаланский террейн срезается крутопадающим разломом, входящим в систему широко распространенных в этой части постаккреционных левых сдвигов северо-восточного простирания, смещающих, в частности, фрагменты полосы куюльских офиолитов [11].

Вдоль южной границы Ганычаланского террейна, пересекающей долину р. Таловка, прослежен надвиг широтного простирания, по которому метаморфиты Ильпенецкого субтеррейна перекрывают раннемеловые толщи Куюльского террейна. Это перекрытие подчеркивается наличием ряда клипенов, сложенных ильпенейскими метаморфитами значительно юго-восточнее главной надвиговой границы, в пределах Куюльского террейна (см. рис. 2). Время надвигания (и, по-видимому, аккреции) определяется здесь достаточно отчетливо как альбское, поскольку кровлю параавтохтонного комплекса образует альбская тихореченская свита, а неоавтохтон сложен грубообломочной кедровской свитой, также альбского возраста, залегающей с угловым несогласием как на более древних нижнемеловых толщах, так и на палеозойских породах Ганычаланского террейна.

Поскольку юго-западнее р. Таловка, в Маметчинских горах, отсутствует продолжение Ганычаланского и Харитонинского террейнов (здесь обнажены раннемеловые толщи с офиолитовыми аллохтонами), можно предполагать торцовое сочленение этих террейнов с Куюльским по системе разломов северо-западного простирания. Ряд разломов, принадлежащих, по-видимому, этой системе, прослежен в междуречье Таловка — Лекасын (см. рис. 1). Штриховки на плоскостях сместителей и наблюдаемые разобщения вдоль них фрагментов клипенов метаморфических пород однозначно указывают на то, что вдоль этой группы разломов происходили правосторонние сдвиговые перемещения.

Таким образом, Ганычаланский и Харитонинский террейны в процессе альбской аккреции перемещались в юго-восточном направлении (или, наоборот, Куюльский террейн перемещался на северо-запад). При этом фронтальный надвиг и боковой правый сдвиг составляли, по-видимому, единую динамопару.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГАНЫЧАЛАНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Ильпенецкий субтеррейн занимает нижнее положение в структуре и образован преимущественно зелеными и голубыми сланцами одноименной свиты, представляющими собой метаморфизованные базальты и их туфы. Подчиненное значение имеют пачки серых и голубоватых кварци-

Типичный химический состав пород Ганьчаланского террейна (окислы — мас. %, микроэлементы — г.г)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	37,70	52,15	49,95	49,19	45,33	50,17	47,53
TiO ₂	0,11	1,39	0,28	2,13	4,44	1,13	1,78
Al ₂ O ₃	1,05	16,81	14,10	14,92	14,63	15,53	13,93
Fe ₂ O ₃	7,82	5,91	3,49	2,81	6,72	8,02	5,90
FeO	2,81	2,03	4,39	7,87	7,82	2,91	4,48
MnO	—	0,15	0,17	0,15	0,16	0,15	0,15
MgO	37,34	5,50	10,16	6,87	5,19	6,86	6,05
CaO	0,24	6,64	10,56	7,25	4,77	6,91	10,48
Na ₂ O	0,06	5,44	2,61	4,29	4,55	4,80	4,05
K ₂ O	0,12	0,13	0,22	0,90	1,22	0,18	0,12
P ₂ O ₅	—	—	—	0,31	0,50	0,18	0,17
Н. п. п.	12,90	3,30	3,49	2,74	4,74	3,20	5,13
Сумма	100,15	99,45	99,42	99,43	100,07	100,04	99,77
H ₂ O	—	0,11	0,12	0,17	0,07	0,29	0,13
Rb	Н. а.	Н. а.	Н. а.	26	16	5	5
Sr	»	»	»	96	79	79	147
Ba	»	»	»	228	348	112	65
Nb	»	»	»	14	38	5	15
Zr	»	»	»	141	282	36	110
Nd	»	»	»	12	31	2	5
Y	»	»	»	35	23	2	5
Co	»	»	»	22	68	5	18
La	»	»	»	5	45	5	22
Ni	34	75	145	Н. а.	120	Н. а.	220
Sc	7	42	80	»	33	»	27
Ce	42	28	170	»	69	»	270
V	2	210	210	»	220	»	140
Cu		55	170	»	52	»	67

Примечание. 1—3 — перидотиты и габбро Хинантынского субтеррейна; 4, 5 — метабаазальты Ильпенецкого субтеррейна; 6, 7 — базальты Элгеминайского субтеррейна. Н. а. — нет анализа.

тов и яшмокварцитов и мраморизованных известняков. Эти породы занимают водораздельное пространство между реками Харитоня и Мал. Упуккин и Бол. Упуккин; метаморфическая полосчатость в них имеет устойчивое падение на северо-запад под углом 15—50°, редко круче.

Голубые сланцы Ильпенецкого субтеррейна детально охарактеризованы Н. Л. Добрецовым и Л. Г. Пономаревой [4]. Выделена глаукофан-лавсонитовая и зеленосланцевая зоны метаморфизма. В промежуточной зоне присутствуют либо глаукофан без лавсонита, либо лавсонит без глаукофана. Кроме того, для промежуточной зоны характерен эгирин-жаденитовый пироксен.

Среди метабаазальтов Ильпенецкого субтеррейна выделяется толща массивных лав и пиллоу-лав, в которых сохранились реликты клинопироксена. Сравнительно низкое содержание титана в клинопироксене, по данным микрозондового анализа, указывает на принадлежность базальтов к толентовой серии. В метабаазальтах присутствует роговая обманка — или первично магматическая (с высоким содержанием титана), или отражающая ранний метаморфизм базальтов.

Кроме того, в Ильпенецком субтеррейне распространены миндалекаменные базальты в ассоциации с туфами.

По геохимическим данным (табл. 1), массивные лавы и пиллоу-лавы соответствуют толентовым базальтам, промежуточным по составу между толентами MORB и толентами океанических островов. Миндалекаменные

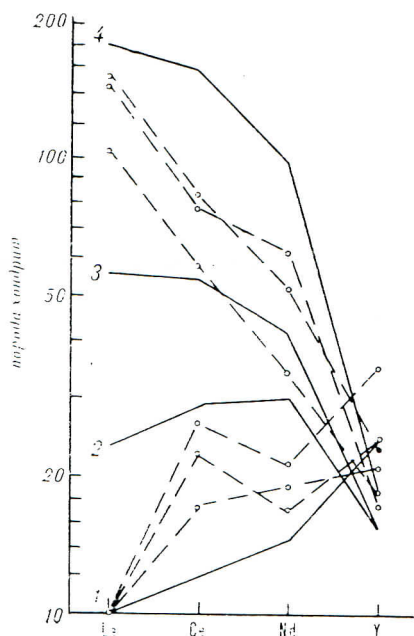


Рис. 3. Два типа метабазальтов Ильпенейского субтеррейна (пунктир). Тренды для океанических базальтов по [13]:

1 — базальты тихоокеанских срединно-океанических хребтов; 2 — Гавайские базальты (2 — толентовые, 3 — оливин-щелочные, 4 — нефелин-меллитовые).

базальты аналогичны щелочным базальтам океанических островов (рис. 3).

А. В. Игнатьевым в Рестонской лаборатории Геологической службы США под руководством д-ра М. Канка выполнено $Ar-Ar$ -определение возраста мусковита (фенгита) из кварцитов, отобранных в верховьях р. Харитоня. В обеих пробах не было получено возрастное плато (рис. 4). Однако максимальные и минимальные значения $Ar-Ar$ -возраста позволяют сделать вывод о ранне-, а не среднепалеозойском, как это считалось ранее [4], времени формирования голубых сланцев. По сохранившимся отдельным ступеням возраст глаукофансланцевого метамор-

физма, вероятно, может быть определен в интервале 520—530 млн лет (поздний кембрий).

Хинантынупский субтерреин образован полосчатыми габбро и гипербазиитами. Последние распространены незначительно, встречаются обычно в подошвах пластин и превращены в серпентинитовый меланж.

В верховьях р. Харитоня пластина, сложенная габбро и гипербазиитами, перекрывает метаморфиты Ильпенейского субтеррейна; в целом моноклинальное падение контакта на северо-запад местами осложнено синформным и антиформным перегибами. В частности, на водоразделе р. Харитоня и рек Ганычалан и Бол. Упупкин наблюдается синформная складка, ядро которой сложено габбро, а крылья — метаморфитами ильпенейской свиты. К контактам приурочены зоны серпентинитового меланжа, имеющие встречное относительно пологое (до 30°) падение.

По реликтам первичных минералов и химическому составу (см. табл. 1 и 2) серпентиниты разделяются на перидотиты (гарцбургиты?) и плагиоклазовые перидотиты. Характерна высокая железистость оливина. По составу хромистая шпинель отличается от шпинели альпино-типпных перидотитов (рис. 5). В ультрабазиитах присутствуют реликты бледно-коричневой роговой обманки, которая, по высокому содержанию титана и алюминия, является первично магматической.

В габброидной части разреза встречаются сравнительно слабо измененные оливковые габбро, габбро-нориты, габбро, роговообманковые габбро и горнблендиты. Среди габбро залегают «слои» доизитовых амфиболитов и амфибол-гранат-кварцевых сланцев [7]. Микрозондовые анализы минералов габброидов и амфиболитов приведены в табл. 2. Парагенезис магнезиального оливина и анортита — типичный для океанических офиолитов. Однако в габброидах Хинантынупского субтеррейна оливин более железистый по сравнению с оливинами из габбро куюльских офиолитов [11]. В габброидах встречается первичная магматическая роговая обманка, которая замещается метаморфической роговой обманкой, отражающей сравнительно высокотемпературный метаморфизм Хинантынупского субтеррейна. Параметры метаморфизма могут быть оценены по составу минералов гранатовых амфиболитов (см. табл. 2) — граната (35 %), кварца (40 %), роговой обманки (23 %) и плагиоклаза № 20—22 (2 %). Низкое содержание плагиоклаза заставляет предполагать высокие давления при формировании гранат-кварцевых амфиболитов. По гранат-

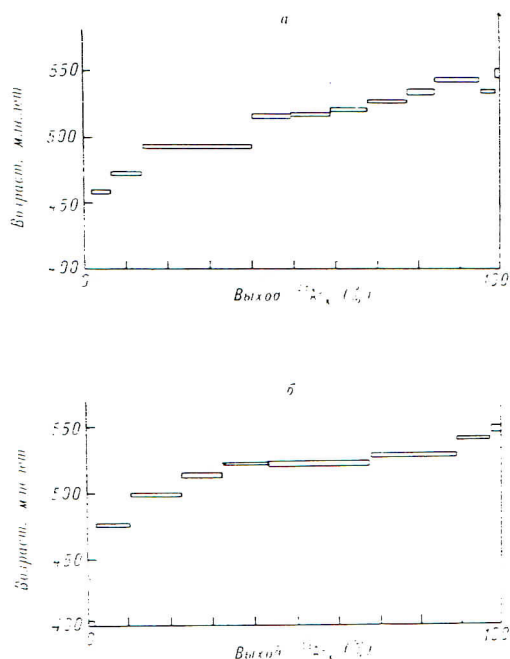


Рис. 4. Определение возраста кварцитов Пльпенеийского субтеррейна:
 а — обр. 9P63-2; мусковит, минимальный возраст 460 млн лет, максимальный — 513 млн лет; б — обр. G361-3; мусковит, минимальный возраст — 491 млн лет, максимальный — 547 млн лет.

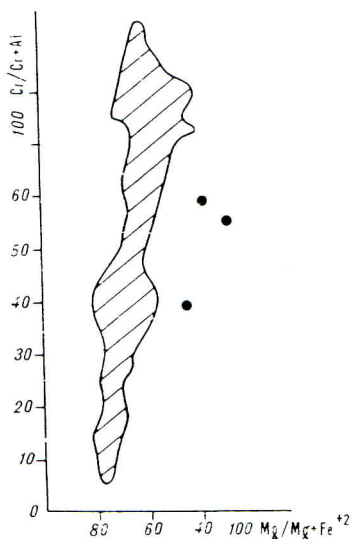


Рис. 5. Состав хромшпиннели из перидотитов Хинантынупского субтеррейна.

Заштриховано поле шпиннелей альпийских перидотитов по [15].

амфибол-плагноклазовому геотермобарометру [10] температура метаморфизма составляла 625 °C, а давление — 8,8–9 кбар; по амфиболовому геотермобарометру [8] температура равна 625 °C, а давление — 10 кбар. Ar—Ar-возраст роговой обманки из габбро 559 ± 3 млн лет (возрастное плато хорошо выражено; рис. 6, а). гранат-роговообманкового сланца — около 550 млн лет (возрастное плато выражено слабо; рис. 6, б). Таким образом, внедрение габброидов и формирование гранатовых амфиболитов Хинантынупского субтеррейна происходило почти в одно время, в раннем кембрии. Глаукофан иногда обрастает кристаллы зеленой роговой обманки в амфиболитах, что указывает на более позднее время глаукофансланцевого метаморфизма, затронувшего породы Хинантынупского террейна.

Элгеминайский субтеррейн примыкает с северо-запада к габбро и гипербазитам Хинантынупского субтеррейна и образован преимущественно стратифицированными породами ордовикского возраста. Контакт между субтеррейнами отчетливо тектонический, к нему приурочена мощная зона крутопадающего разлома, вероятно, сдвига. Предположение о том, что Элгеминайский субтеррейн занимает верхнее структурное положение в рамках Ганычаланского террейна, обосновывается тем, что ордовикские породы наблюдаются в ядре упоминавшейся выше синформы верховий р. Харитоня, на ее юго-западном продолжении.

По-видимому, в основании ордовикского разреза залегает толща диабазов, образуя изолированный тектонический блок в бассейне р. Харитоня в 4 км выше руч. Олений. Диабазы относительно однородны, в той или иной степени катаклазированы.

Ниже по течению (и, вероятно, выше по разрезу) по фрагментам разрезов в отдельных обнажениях реконструируется следующая последовательность (по [2], с дополнениями):

1. Пиллоу-базальты, межподушечное пространство в которых нередко выполнено бурым карбонатным веществом или яшмовидными кремнями. Пачка содержит относительно маломощные (до 5 м) простои красно-коричневых, реже бледно-зеленых кремнистых туффов и кремней

Представительные анализы реликтовых минералов в породах Хинганьшунского субтеррейна, мас. %

Компонент	9P33-1, перидотит				9P33-4 P1, перидотит						9P36-2 01, габбро-норит						9P43-6, габбро-норит						9P54-4 01, габбро					
	O1	Opх	Срх	Sp	O1	Opх	Срх	Sp	Ilb	P1	O1	Opх	Срх	Ilb	P1	Opх	Срх	P1	O1	Срх	P1	O1	Срх	P1				
SiO ₂	39,62	55,32	52,58		39,58	56,03	53,04		44,02	44,66	37,76	54,27	53,78	44,75	44,84	56,61	53,80	54,17	38,48	52,55	44,15							
TiO ₂	—	0,15	0,40	0,79	—	0,12	0,05	0,42	2,06	0,03	—	0,01	0,11	0,73	0,00	0,05	0,41	0,00	—	0,14	—							
Al ₂ O ₃	—	1,73	2,58	20,48	—	1,35	1,84	22,04	11,57	35,32	—	1,14	1,59	11,13	35,50	1,08	2,15	28,97	—	2,10	35,75							
Cr ₂ O ₃	—	0,29	0,59	36,40	—	0,19	0,33	35,91	1,49	—	—	0,02	0,01	0,07	—	0,00	0,00	—	—	—	—							
Fe ₂ O ₃	—	0,00	0,34	11,67	—	0,00	0,48	9,22	—	—	—	1,33	0,10	—	—	0,00	0,00	—	—	—	—							
FeO	16,58	10,91	3,66	21,48	16,40	10,84	2,92	26,30	6,32	—	24,35	14,17	5,44	8,78	0,40	19,52	7,68	0,40	21,59	6,73	0,20							
MnO	0,23	0,26	0,14	0,33	0,18	0,20	0,10	0,46	0,10	0,15	0,33	0,36	0,18	0,12	0,06	0,44	0,41	0,00	0,29	0,25	—							
MgO	43,52	29,91	15,69	9,25	44,11	30,09	15,89	5,97	16,22	0,00	37,95	28,01	15,73	16,02	—	20,85	13,56	—	39,73	15,51	—							
CaO	—	1,24	23,83	—	—	0,73	25,07	—	12,38	17,59	—	0,34	23,78	12,04	18,60	1,40	22,48	11,70	0,02	21,21	18,14							
Na ₂ O	—	—	0,20	—	—	—	0,00	—	2,32	2,04	—	—	0,06	1,95	0,76	—	0,51	4,66	—	0,24	0,60							
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	0,11	—	—	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—	0,02							
Сумма	99,95	99,81	100,01	100,40	100,27	99,55	99,72	100,32	96,59	99,79	100,39	99,65	100,78	95,66	100,16	99,95	100,40	99,90	100,11	98,73	98,86							

Формульные коэффициенты

Si	1,002	1,958	1,927	—		0,997	1,981	1,947	—	6,388	2,068	0,989	1,957	1,963	6,576	2,067	2,065	1,982	2,449	0,996	1,959	2,057
Ti	—	0,004	0,011	0,151		—	0,003	0,001	0,082	0,225	0,001	—	0,000	0,003	0,081	0,000	0,001	0,003	0,000	—	0,004	—
Al	—	0,072	0,141	6,144		—	0,056	0,080	6,741	1,979	1,927	—	0,049	0,068	1,928	1,929	0,046	0,093	1,544	—	0,092	1,963
Cr	—	0,008	0,017	7,323		—	0,005	0,010	7,335	0,171	—	—	0,001	0,000	0,008	—	0,000	0,000	—	—	—	—
Fe ³⁺	—	0,000	0,009	2,234		—	0,000	0,013	1,792	—	—	—	0,036	0,003	—	—	0,000	0,000	—	—	—	—
Fe ²⁺	0,351	0,323	0,412	4,571		0,346	0,321	0,090	5,682	0,767	—	0,533	0,427	0,166	1,079	0,015	0,596	0,237	0,015	0,467	0,210	0,008
Mn	0,005	0,008	0,004	0,071		0,004	0,006	0,003	0,401	0,012	0,006	0,007	0,011	0,006	0,015	0,004	0,014	0,003	0,000	0,006	0,008	—
Mg	1,641	1,578	0,857	3,509		1,657	1,586	0,870	2,299	3,509	0,000	1,482	1,506	0,856	3,509	—	1,134	0,745	—	1,533	0,862	—
Ca	—	0,047	0,936	—		—	0,028	0,986	—	1,925	0,873	—	0,013	0,930	4,896	0,919	0,055	0,887	0,567	0,001	0,847	0,906
Na	—	—	0,014	—		—	—	0,000	—	0,653	0,183	—	—	0,004	0,556	0,068	—	0,036	0,409	—	0,017	0,054
K	—	—	—	—		—	—	—	—	0,020	—	—	—	—	0,013	—	—	—	—	—	—	0,001
f(An)	17,61	16,99	14,58	56,58		17,26	16,81	9,35	71,19	17,94	82,65	26,47	22,11	16,25	23,52	93,12	34,43	24,11	58,11	23,40	19,60	94,20

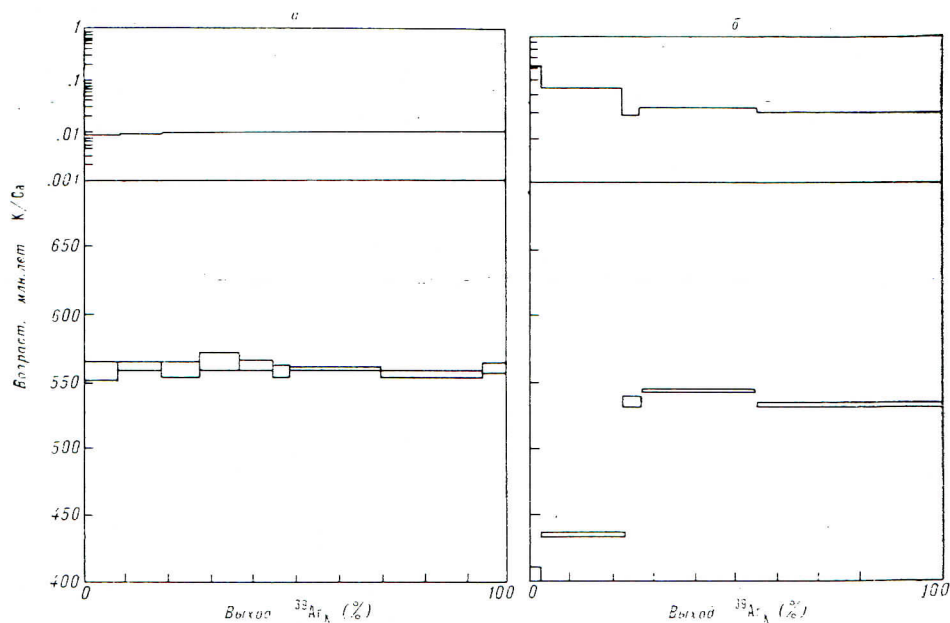


Рис. 6. Определение возраста магматической роговой обманки (обр. 9P66-1) из габбро Хинантунусского субтеррейна (а) и метаморфической роговой обманки (обр. 9P60) из гранат-кварцевого кристаллического сланца Хинантунусского субтеррейна (б).

с *Ulcundia* aff. *incompleta* (Nasarov) и радиоляриями *Jnanibigutta* cf. *aksakensis* Nasarov и др. (сборы Н. Л. Евглевского, определение Б. Назарова) до 1000 м.

2. Горизонт светло-серых известняков изменчивой мощности, иногда выклинивающийся по простиранью, с прослоями темно-серых и черных плитчатых кремней. В известняках собрана фауна конодонтов, трилобитов и брахиопод. Комплекс конодонтов характерен для граптолитовой зоны *Nemagraptus gracillis* верхнего лландейло — нижнего карадока, трилобиты определены как позднеордовикские — раннесилурийские, а брахиоподы — как среднеордовикские — раннесилурийские. В кремнистых породах из нашей коллекции установлены (В. С. Руденко) *Ulcundia* до 100 м.

3. Горизонт полимиктовых валунно-галечных конгломератов с маломощными прослоями брекчированных известняков, гравелитов, песчаников и глинистых сланцев. В последних обнаружены среднеордовикские граптолиты. Гальки и валуны в конгломератах хорошо окатаны и представлены известняками (до 50 %), кремнями, реже базальтами и песчаниками. В гальках известняков А. Ю. Журавлевым [5] обнаружены археоциаты *Cordilleracyathus* sp., *Graphoscyphia* sp. и карбонатные проблематики *Tubulaconus kordeae* Handf., а также карбонатные водоросли *Renalcis granosus* Vologd., *Gordonophyton parvulum* Voron. et Drosd., *Kordephyton crinitum* (Korde) *Girvanella sibirica* Masl. [3]. В гальках известняков из нашей коллекции А. Поповым обнаружены и определены остатки известковых водорослей *Renalcis pectunculus* Korde, *Girvanella problematica* Nich. et Ether., *Epiphyton* cf. *fruticosum* Vologd., *Proaulopora* sp. Перечисленные виды археоциат, проблематик и водорослей определяют возраст известняков в гальках ботомским веком раннего кембрия. Вероятно, к раннему кембрию следует относить часть галек, сложенных кварцевыми калькаренинтами. Кроме того, в нашей коллекции встречаются гальки известняков, в которых Л. Г. Бондаренко обнаружила и определила конодонты *Pygodus anserinus* Lamont et Lindstrom, *Cahabagnathus sweeti* Bergstrom, *Protopanderodus varicostatus* (Sweet and Bergstrom), *Phragmodus* sp., *Periodon aculeatus* Hadding, *Paltodus semisymmetricus* (Hamar), соответствующие конодонтовой зоне *Pygodus anserinus*

Сев. Америки или граптолитовой зоне *Nemagraptus gracilis* верхнего лландейло — нижнего карадока среднего ордовика. Из кремневых галек В. С. Руденко выделены и определены *Ulcundia*, аналогичные обнаруженным в кремнях нижележащей толщи до 200 м.

4. Толща глинистых сланцев и филлитов с маломощными линзовидными прослоями известняковых песчаников и известняков, реже гравелитов и конгломератов, редко эффузивов среднего состава. Толща охарактеризована фауной граптолитов зоны *Climacograptus longispinus superius* верхнего ордовика до 1500 м.

Как видно из приведенного описания, средне-верхнеордовикский разрез включает две контрастные части — кремнисто-известково-базальтовую (горизонты 1—2) и терригенную (горизонты 3—4).

Базальты Элгеминайского субтеррейна испытали сильные вторичные изменения с развитием альбита, эпидота, актинолита, хлорита, глинистых минералов. В большинстве анализов потери при прокаливании значительно превышают 5 %.

В табл. 1 приведены анализы сравнительно слабо измененных базальтов. По содержанию TiO_2 , Ni, Cr они близки к базальтам MORB, но отличаются низкими содержаниями Y. Реликтовый клинопироксен содержит очень малое количество TiO_2 (0,12—0,16 %).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ганычаланский террейн имеет гетерогенное строение и сложен геологическими образованиями, которые первоначально формировались в различных обстановках. Вероятно, ультрабазиты, габброиды и амфиболиты Хинантынупского субтеррейна совместно с базальтами Ильпенейского субтеррейна представляют собой офиолитовую ассоциацию океанического острова. Следующие данные свидетельствуют об этом:

перидотиты и габбро ассоциируют с высокотитанистыми толентами и щелочными базальтами гавайского типа с большим количеством туфов; в габброидах отмечается повышенное содержание титана;

в перидотитах и габброидных породах присутствует магматическая высокотитанистая роговая обманка;

Ar—Ar-возраст образования габбро и гранат-амфиболовых сланцев Хинантынупского субтеррейна близок к возрасту метаморфизма кварцитов Ильпенейского субтеррейна (559, 550 и 530—520 млн лет соответственно).

Амфиболиты и амфиболовые сланцы Хинантынупского субтеррейна, судя по близкому возрасту габбро и гранат-амфиболовых сланцев, отражают ранний метаморфизм офиолитов, связанный с перемещением пластин разогретых габброидных пород сразу же после формирования симаунтов в процессе внутриокеанических деформаций. Метаморфические породы формировались в условиях высоких температур (625 °C) и давлений (9 кбар). Позднее базальты и осадочные породы Ильпенейского субтеррейна были превращены в голубые и зеленые сланцы. Метаморфизм фации голубых сланцев в меньшей мере затронул породы Хинантынупского субтеррейна.

Элгеминайский субтеррейн сложен двумя резко различными комплексами пород. Нижняя часть разреза, представленная диабазами и пиллоу-базальтами, перекрытыми кремнисто-известняковой пачкой лландейло-карадокского возраста, по особенностям пород и геохимическим характеристикам соответствует верхней части разреза океанической коры. Верхняя часть Элгеминайского субтеррейна сложена позднеордовикскими конгломератами с галькой пород всех трех субтеррейнов Ганычаланского террейна.

Ильпенейский и Хинантынупский офиолитовые субтеррейны возникли, вероятно, в результате коллизии океанического острова с континентальной окраиной в раннем кембрии. Элгеминайский субтеррейн является фрагментом океанического или задугового бассейна, который

в конце ордовика соединился с Ильпенейским и Хинантынупским субтеррейнами в единый Ганычаланский террейн. Видовой состав археоциата в экзотической гальке раннекембрийских известняков указывает на возможную близость Ганычаланского террейна к краю Североамериканского континента в позднеордовиковское время. Девонские, пермские и позднетриасовые отложения в меланике представлены шельфовыми фациями и, вероятно, образовались на окраине террейна, составлявшего часть пассивной окраины.

Аккреция Ганычаланского террейна к континентальной окраине Азии произошла в раннемеловое время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Э. С. Куюльский серпентинитовый меланик и строение Таловско-Майнской зоны (Корякское нагорье) // Геотектоника. — 1981. — № 1. — С. 105—120.
2. Белый В. Ф., Колясников Ю. А., Красный Л. Л. Ордовикские отложения Пенжинского хребта (Корякское нагорье) // Докл. АН СССР. — 1981. — Т. 259, № 6. — С. 1416—1419.
3. Воронцов Л. Г., Дроздова И. А. К вопросу о биогеографии раннего кембрия (на материалах изучения водорослей) // Проблемы палеобιοгеографии Азии. — М.: Наука. 1986. — С. 34—55.
4. Добрецов П. Л. Глаукофанланцевые и эклогит-глаукофанланцевые комплексы СССР. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние. 1974.
5. Журавлев А. Ю. Археоциаты нижнего кембрия крайнего Северо-Востока СССР (Кембрий Сибири и Средней Азии). — М.: Наука, 1988. — С. 97—110. (Тр. ИГиГ СО АН СССР: Вып. 720).
6. Маркевич П. В., Филиппов А. Н., Малиновский А. И. и др. Фанерозойское геосинклинальное осадконакопление Сихотэ-Алиния и Корякско-Камчатской области // Геосинклинальный литогенез на границе континент — океан. — М.: Наука. 1987. — С. 10—135.
7. Марков М. С., Некрасов Г. Е., Паланцян С. А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. — М.: Наука, 1982. — С. 30—70.
8. Мишкин М. А. Амфиболовый геотермобарометр для метабазитов // Докл. АН СССР. — 1990. — Т. 312, № 4. — С. 944—946.
9. Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. — М.: Наука, 1976. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 280).
10. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. — М.: Недра, 1976.
11. Ханчук А. И., Григорьев В. Н., Голозубов В. В. и др. Куюльский офиолитовый террейн/ДВО АН СССР. — Владивосток, 1990.
12. Чехов А. Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. — М.: Наука, 1982. — С. 10—106.
13. Шиллинг Дж.-Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. — М.: Мир, 1973. — С. 198—241.
14. Coney P. J., Jones D. L., Monger J. W. H. Cordilleran suspect terranes // Nature. — 1980. — V. 288. — P. 329—333.
15. Dick H. J. B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contribs. Mineral. Petrol. — 1984. — V. 86, N 1. — P. 54—76.
16. Jones D. L., Howell D. G., Coney P. J., Monger J. W. H. Recognition, character and analysis of tectono-stratigraphic terranes in western North America // Accretion tectonics in the circum-Pacific regions. Proc. of the Oji Intern. Seminar on Accretion tectonics. Japan, 1981. — Tokyo: Terra Sci. Publ. Comp., 1983. — P. 21—35.
17. Monger J. W. H., Berg H. C. Lithotectonic terrane map of western Canada and southeastern Alaska. Map MF-1874-B, 1 sheet, scale 1 : 25 500 000. — U. S. Geol. Surv. Misc. Field Studies, 1987.