

**ГЕОЛОГИЯ ПОЛУОСТРОВА ЕЛИСТРАТОВА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)**

***В. Ф. Белый***

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан*

На полуострове Елистратова обнажены структуры фундамента внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Тайгоноская зона) и Пенжинского прогиба (Пенжинская зона), граница которых проходит по Елистратовскому глубинному разлому – системе вертикальных и наклонных разрывных нарушений общего северо-восточного простирания. Тайгоноская зона сложена вулканитами известково-щелочной серии (андезиты, андезибазальты, базальты, 2500–3000 м) позднемезозойского (доальбского) возраста, образующими крупную асимметричную грабен-синклиналиную структуру. В Пенжинской зоне распространены протерозойские (?) метаморфические породы, палеозойская (?) и позднемезозойская базит-гипербазитовые ассоциации, терригенные и вулканогенно-осадочные морские и континентальные отложения мела и палеогеновые субаэральные вулканиты. Разновозрастные гипербазит-базитовые ассоциации Пенжинской зоны различаются строением, объемами и характером соотношений гипербазитовой и базитовой составляющих. В палеозойской (?) преобладают габброиды (Елистратовский расслоенный плутон), и она относится к прерывистому, контрастному типу; в позднемезозойской преобладают гипербазиты, а по соотношению между ними и габброидами она представляет собой последовательно дифференцированный тип. Обсуждаются особенности поверхностной и глубинной структуры п-ова Елистратова. Предполагается, что глубинная граница Тайгоносской и Пенжинской зон совпадает с наклоненным на северо-запад висячим боком крупного магматического тела ультраосновного состава.

**Ключевые слова:** геология, магматизм, петрохимия, п-ов Елистратова, Северо-Восток России.

**ВВЕДЕНИЕ**

Полуостров Елистратова – единственное на Северо-Востоке России место, где на дневной поверхности можно наблюдать границу структур фундамента внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и Пенжинского прогиба. В материковой части, между Пенжинской губой и средним течением р. Анадырь, эта граница закрыта мощной толщей позднеальбской – сеноманской молассы, слагающей северо-западный борт Пенжинского прогиба. На п-ове Тайгонос структуры фундамента ОЧВП и Пенжинского прогиба разделены крупным Восточно-Тайгоносским гранитоидным плутоном.

П-ов Елистратова относится к числу наименее исследованных районов Северо-Востока Азии. В начале 50-х гг. прошлого столетия В. С. Смолич проводил здесь маршрутные наблюдения. Спустя десятилетие, в 1960–64 гг., на полуострове вели тематические исследования полевые отряды ГИН АН СССР, по результатам которых была составлена первая принципиально верная в основных чертах геологическая карта п-ова Елистратова [1].

В первой половине 80-х гг. на п-ове Елистратова была закончена ускоренная аэрогеологическая съемка м-ба 1:200 000 под руководством Ю.С. Некрасовой ("Аэрогеология"). В это же время проводили исследования В.Ф. Белый и В.В. Акинин [3], сотрудник СВКНИИ С.А. Паланджян отобрал несколько образцов ультрамафитов для минералогического анализа. Наконец, в 1996 г. п-ов Елистратова посещался отрядом российских (ГИН, Москва), японских и американских геологов.

Уникальная геологическая обстановка п-ова Елистратова, хорошо сохранившиеся соотношения разновозрастных базит-гипербазитовых комплексов, особенности тектонических деформаций различных структурно-стратиграфических подразделений с учетом того, что проблема тектонического сочленения ОЧВП и Анадырьско-Коряжской складчатой системы активно обсуждается в печати, а данные о геологии п-ова Елистратова содержатся либо в рукописных, либо в мало известных местных изданиях, явились основанием для публикации настоящей статьи.

В северо-западной части п-ова Елистратова (рис. 1), называемой *Тайгоносской зоной*, распространены позднемезозойские субаэральные лавы, туфы и осадочно-вулканогенные образования преимущественно среднего и основного состава, прорванные крупными интрузивами гранитоидов. *Пенжинская зона* прослеживается вдоль юго-восточного побережья п-ова на протяжении около 25 км. В ней выделяются протерозойские (?) метаморфические образования, палеозойские (?) диабазы, базальты, исландиты, позднемезозойские преимущественно морские отложения и кайнозойские субаэральные вулканиты; характерными элементами строения Пенжинской зоны являются палеозойский (?) и позднемезозойский комплексы ультрамафитов и габброидов. Тайгоноская и Пенжинская зоны разделены *Елистратовским глубинным разломом*. В аномальном магнитном поле [8] Тайгоноская зона п-ова Елистратова входит в состав Итканской положительной аномалии высокой интенсивности, а Пенжинская зона выделяется как локальный участок мелких знакопеременных высокоградиентных аномалий в крупной полосе близкого к нормальному магнитного поля. Граница магнитных полей почти полностью совпадает с Елистратовским глубинным разломом. Поэтому целесообразно начать описание геологического строения п-ова Елистратова характеристикой этой главной структурной линии.

#### ЕЛИСТРАТОВСКИЙ ГЛУБИННЫЙ РАЗЛОМ (ЕГР)

На местности ЕГР хорошо прослеживается по распространению и резкой смене различных геологических формаций; он ясно выражен на аэрофотоснимках как слабо изломанная линия общего северо-восточного простирания. ЕГР образован сближенными, эшелонно расположенными разрывными нарушениями северо-восточного направления, отрезки которых длиной 1,5–5 км соединены между собой короткими "перемычками" преимущественно северо-западного простирания. Обычно "перемычки" являются частями разрывных нарушений длиной до 6–8 км, которые пересекают структуры как Тайгоносской, так и Пенжинской зон, где они проявляются как сбросы, взбросы и сдвиги.

Прямые наблюдения структуры ЕГР крайне ограничены: они возможны в Грозных обрывах (рис. 2А) и на водоразделе северо-восточной части бухты Горных Кузнецов (рис. 2Б). В первом из названных районе ЕГР предстает как почти вертикальная зона дробления и рассланцевания, в которой соприкасаются эндоконтактовая (внешняя) зона Южного Водораздельного массива ультрамафитов и андезиты Тайгоносской зоны. Примечательно, что ши-

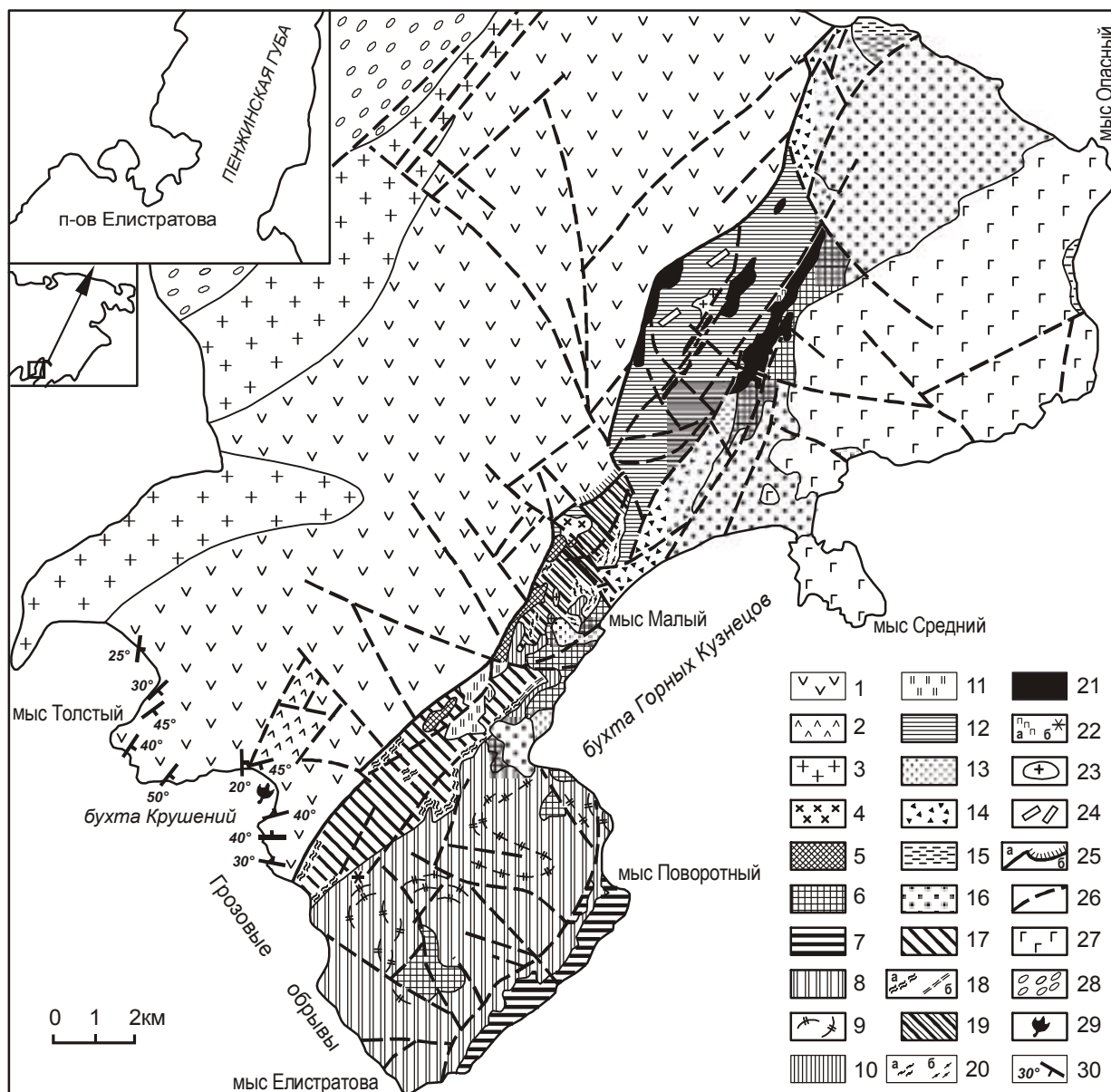
рина рассланцеванных ультрамафитов всего 0,5 м, а раздробленные ожелезненные андезиты (рис. 2А) прослеживаются на расстояние около 150 м от милонитов плоскости разлома.

Во втором районе (на водораздельном отроге, рис. 2Б) ЕГР разделяет ультрамафиты Северного Водораздельного массива и андезитовые туфы, туфогравелиты и туфобрекчии Тайгоносской зоны. Плоскость разлома наклонена на северо-запад (320–330°) под углом 45–50°. Туфы на расстоянии нескольких метров от контакта брекчированы и ожелезнены. Мощность рассланцевания серпентинизированных ультрамафитов достигает 15 м. Протяженность этого участка ЕГР составляет около 1,5 км. Примерно в 3 км северо-восточнее (на местности и аэрофотоснимках) разлом прослеживается как вертикальная или крутопадающая структура.

#### ТАЙГОНОССКАЯ ЗОНА

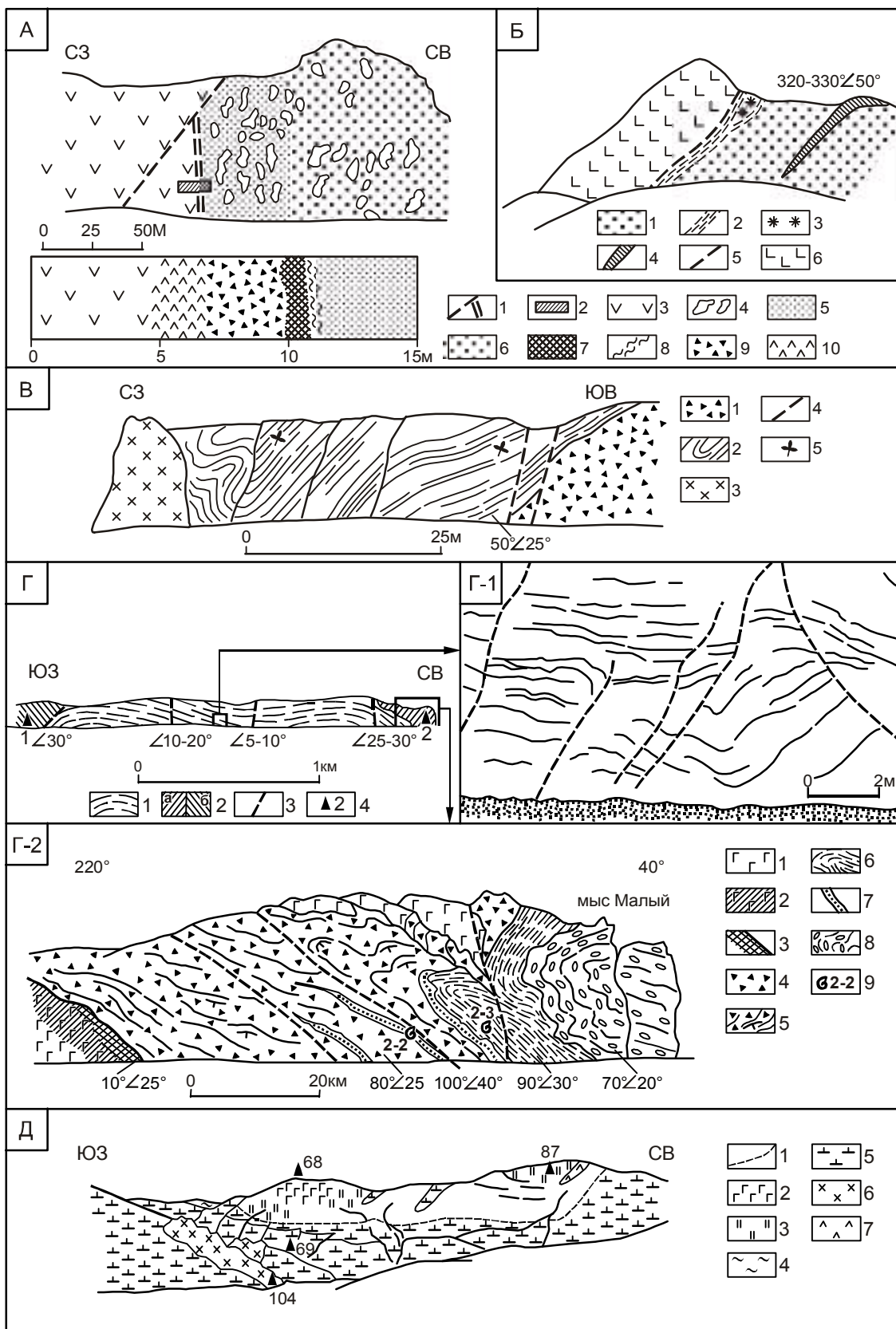
Характеристика Тайгоносской зоны дается по наблюдениям в береговых обнажениях юго-западного побережья п-ова Елистратова; на остальной территории возможности ее изучения ограничены. Структура Тайгоносской зоны предстает как асимметричная грабен-синклинали с широким северо-западным и значительно более узким юго-восточным крылом. Крылья структуры в районе бухты Крушений разделены небольшим (ширина около 1 км) грабеном, сложенным ниже-среднеальбскими вулканогенно-осадочными отложениями, содержащими линзы угля, туфобрекчиями и туфами среднего состава видимой мощностью 150–200 м [3, ч.1, с. 31–34]. В юго-восточной части грабена за субвулканической интрузией диорит-порфиритов базальные флороносные слои альба залегают на неровной размытой поверхности темно-серых лапиллиевых туфов, завершающих разрез юго-восточного крыла грабен-синклинали (рис. 2В). Ниже-среднеальбские вулканогенно-осадочные отложения, заполняющие грабен, деформированы значительно сложнее более древних существенно вулканогенных образований как юго-восточного, так и северо-западного крыла грабен-синклинали.

В настоящее время нет прямых геологических данных о возрасте доальбских толщ Тайгоносской зоны п-ова Елистратова. По стратиграфическому положению и некоторым косвенным признакам они условно датируются поздней юрой–неокомом. Характер их строения и мощности на северо-западном и юго-восточном крыле грабен-синклинали существенно различаются. Это позволяет предполагать, что они формировались как разные палеовулканические зоны.



**Рис. 1.** Схематизированная структурно-геологическая карта полуострова Елистратова.

Тайгоносская зона (1–4): 1 – позднемезозойские (доальбские) вулканиты среднего и основного состава (образования Тайгоносской вулканической дуги); 2 – ниже-среднеальбские вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы среднего состава (образования ОЧВП); 3 – меловые гранодиориты и кварцевые диориты; 4 – диорит-порфиры и андезиты. Пенжинская зона (5–27): 5 – протерозойские (?) метаморфические породы; 6–10 – палеозойский (?) структурно-вещественный комплекс: 6 – диабазовый комплекс, 7 – ультрамафиты Прибрежного массива, 8 – Елистратовский габброноритовый массив, 9 – простираение расслоенности габброидов, 10 – блоки средне- и мелкозернистых, сильно прениitized габброноритов; 11–24 – верхнемезозойские образования: 11–16 – вулканогенные и осадочные породы (11 – верхнекемериджские яшмы, радиоляриты, палеотипные базальты, 12 – верхнеюрские палеотипные базальты и андезибазальты, 13 – берриасские и валанжинские вулканомиктовые отложения, 14 – готерив-барремские тейроиды основного состава, туфопесчаники, туфоалевролиты, 15 – аптские и альб-сеноманские вулканомиктовые песчаники, алевролиты, туфопесчаники, 16 – турон-нижнесенонские конгломераты, песчаники, углистые алевролиты); 17–24 – интрузивные породы (Южный массив: 17 – «гарцбургитовое» ядро, 18а – лерцолиты, верлиты, дуниты, пироксениты, 18б – лерцолиты, верлиты, габбро эндоконтактной зоны; Северный массив: 19 – «лерцолитовое» ядро, 20а – верлиты и габбро, 20б – габбро эндоконтактной зоны; 21 – перидотиты; 22 – субвулканические ультрамафиты: а – пикриты, б – лерцолиты; 23 – плагиограниты; 24 – дайки бонинитов); 25 – Елистратовский глубинный разлом (а – вертикальные и крутопадающие, б – наклонные участки разлома); 26 – разломы; 27 – палеогеновые вулканиты; 28 – неогеновые отложения; 29 – местонахождение альбской флоры; 30 – залегание горных пород.



В строении юго-восточного крыла грабен-синклинали преобладают различные пирокластические отложения основного и среднего состава, содержащие пачки тонкослоистых вулканогенно-осадочных и вулканомиктовых отложений, а также пластовые и секущие тела андезитов и андезибазальтов. Нижняя видимая часть разреза, прилежащая к ЕГР, сложена массивными и глыбовыми лавами андезитов (видимая мощность 60 м). В средней части разреза, у северного окончания Грозных обрывов, выделяется 75-метровая пачка чередующихся между собой лапиллиевых туфов и пестроокрашенных глыбовых туфобрекчий андезибазальтов, в которых содержатся яркие оранжевые и красные обломки сильно окисленных базальтов. В верхнем 25-метровом пласте, перекрываемом ниже-среднеальбскими отложениями, темно-серые лапиллиевые туфы андезибазальтов содержат угловатые обломки и гальки габбро, габбродиоритов, диоритов и тоналитов. Общая видимая мощность вулканитов юго-восточного крыла составляет 750–800 м.

На северо-западном крыле грабен-синклинали преимущественным распространением пользуются брекчиевые и массивные лавы андезитов и андезибазальтов. Наряду с различными пирокластическими образованиями постоянно встречаются туфоконгломераты и конгломерато-брекчии. В целом пирокластические отложения тяготеют к верхней видимой ча-

сти разреза, общая мощность которого достигает 2500–3000 м. На южном берегу мыса Толстого в самой верхней части разреза северо-западного крыла грабен-синклинали достаточно четко выделяется 100-метровая пачка зеленых лапиллиевых туфов андезибазальтов и базальтов, петрографически сходных с тефрой готеривских отложений на побережье бухты Горных кузнецов (Пенжинская зона).

Химические анализы горных пород грабен-синклинали приведены в таблице 1 (№№ 1–4). Они в целом сходны с верхнеюрскими–неокомовыми вулканитами п-ова Тайгонос [6], но отличаются пониженным содержанием  $TiO_2$ .

### ПЕНЖИНСКАЯ ЗОНА

В строении Пенжинской зоны различаются протерозойский (?), палеозойский (?), верхнемезозойский и кайнозойский структурно-вещественные комплексы, идентифицированные достаточно надежно, хотя часть их датирована условно.

### Протерозой (?)

Условно к протерозою отнесены амфиболиты, актинолитовые и актинолит-тремолитовые сланцы, полосчатые яшмокарциты, кварциты и мраморы. Они образуют грядобразные выходы вдоль Елистратовского глубинного разлома и в непосредственной близости от него (не более 200–250 м) среди

**Рис. 2.** Условия залегания и деформации вулканогенных и осадочных образований п-ова Елистратова.

Обнажения ЕГР (А, Б); А – Грозные обрывы: 1 – разломы, 2 – участок детализации, 3 – брекчированные железистые андезиты, 4–6 – эндоконтактная зона Южного массива (4 – пироксенитовые тела, 5 – интенсивно и 6 – умеренно серпентинизированные ультрамафиты), 7 – милонит (смесь обломков андезитов и ультрамафитов), 8 – рассланцованный серпентинит, 9 – андезитовая брекчия с карбонатным цементом, 10 – мелкообломочная брекчия андезитов; Б – отрог на водоразделе бухты Горных Кузнецов: 1 – серпентинизированные ультрамафиты, 2 – рассланцованные серпентиниты, 3 – блоки клинопироксенитов, 4 – листвениты, 5 – разлом, 6 – туфы, туфобрекчии андезитов, туфогравелиты.

Тайгоноская зона (В): 1 – туфобрекчии Тайгоносской вулканической дуги, 2 – вулканогенно-осадочные образования ОЧВП, 3 – диорит-порфириты, 4 – разломы, 5 – местонахождения альбской флоры.

Побережье бухты Горных Кузнецов юго-западнее мыса Малого (Г, Г-1, Г-2); Г – общий вид структуры диабазового комплекса: 1 – диабазовый комплекс, 2а – берриасские, 2б – валанжинские отложения, 3 – разломы, 4 – точка наблюдения и ее номер, здесь и на всех последующих рисунках; Г-1 – фрагмент обнажения диабазового комплекса; Г-2 – залегание берриасских отложений на диабазовом комплексе и деформации меловых образований: 1 – диабазовый комплекс без разделения, 2 – кора выветривания и интенсивного окисления диабазового комплекса, 3 – мономиктовые, частично переотложенные продукты коры выветривания, 4–7 – берриасские отложения (4 – красные и бурые брекчии, конгломераты, гравелиты, 5 – напластование и направление наклона брекчий и конгломератов, 6 – песчаники, алевролиты зелено-серого и бурого цвета, 7 – слои красных разнородных песчаников), 8 – верхнемеловые отложения, 9 – место и номер находки фауны.

Верхнеюрские кремнисто-вулканогенные образования на водоразделе юго-западной части бухты Горных Кузнецов (Д): 1 – условная граница распространения верхнеюрских образований, 2 – базальты, 3 – яшмы и радиоляриты, 4 – протерозой (?), 5 – ультрамафиты, 6 – габбродиабазы и долериты, 7 – диорит-порфириты.

Таблица 1. Химический состав вулканических пород.

№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№обр.	42-1	40-2	42	39-15	56	1-1	10-10	56-1	68-2	68-1	87-2
SiO <sub>2</sub>	55,27	57,85	61,82	55,27	53,65	57,81	56,74	60,36	48,61	50,12	53,33
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,68	0,79	0,80	0,48	0,58	0,65	0,75	0,87	0,92	1,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,11	16,05	15,78	16,16	14,75	16,16	16,53	15,77	13,95	14,38	12,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	5,15	4,31	5,93	2,07	3,31	5,43	3,67	4,89	5,66	4,98
FeO	6,69	4,95	4,25	5,70	8,36	6,08	5,08	6,27	6,41	7,25	6,15
MnO	0,14	0,14	0,17	0,20	0,13	0,19	0,15	0,12	0,19	0,19	0,19
MgO	5,47	4,65	1,63	3,99	9,69	5,36	5,39	2,34	7,66	7,50	8,03
CaO	9,13	7,10	7,73	4,31	7,48	4,20	7,42	7,28	17,01	10,15	8,03
Na <sub>2</sub> O	2,60	2,91	3,13	5,37	2,80	6,17	2,53	3,12	0,28	3,24	4,45
K <sub>2</sub> O	0,90	0,40	0,21	1,96	0,55	0,08	0,00	0,19	0,05	0,50	0,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,10	0,18	0,30	0,04	0,05	0,08	0,12	0,06	0,07	0,10
Сумма	99,99	99,98	100,0	99,99	100,0	99,99	100,0	99,99	99,98	99,98	99,99
п.п.п.	1,15	0,58	3,81	4,98	3,68	3,49	3,56	3,87	4,69	4,45	2,69
Cr	254	374	167	42	316	115	103	204	368	187	157
Ni	19	32	9	8	127	46	43	15	273	171	111
Co	28	52	19	44	70	63	44	27	130	86	50
f	49,04	53,47	73,56	60,67	37,10	48,60	50,90	69,60	44,14	47,94	42,56

Примечание. В таблицах 1, 2, 3 содержания оксидов (мас. %) пересчитаны на "сухой" состав и приведены к 100%; п.п.п. даны по результатам первичных анализов. Cr, Ni, Co (в г/т) определены в спектральной лаборатории СВКНИИ. f – железистость. Силикатные анализы выполнены в химлаборатории ДВИМС, Хабаровск. 1–4 – вулканы Тайгонской зоны (1, 2 – андезибазальты, 3 – андезит, 4 – туф андезита); 5–11 – вулканы Пенжинской зоны: 5–8 – палеозойский (?) диабазовый комплекс (5 – диабаз, 6 – базальт, 7 – долерит, 8 – исландит), 9–11 – верхнеюрские кремнисто-вулканогенные образования (9 – высококальциевый магнезиальный базальт, 10, 11 – магнезиальные базальты).

позднемезозойских ультрамафитов, обычно сильно серпентинизированных и рассланцованных.

### Палеозой (?)

Структурно-вещественный комплекс предположительно палеозойского возраста состоит из диабазов, базальтов и исландитов – *диабазовый комплекс*, ультрамафитов – *Прибрежный массив*, и габброидов, слагающих сложный расслоенный *Елистратовский массив*, а также несколько небольших тел сильно измененных габброноритов на водоразделе юго-западной части бухты Горных Кузнецов.

#### Диабазовый комплекс

На побережье бухты Горных Кузнецов и на водоразделе, севернее мыса Среднего, обнажены палеотипные вулканогенные образования, выделяемые в диабазовый комплекс; они также слагают останцы кровли Елистратовского массива габброидов. В составе комплекса, помимо диабазов, базальтов и исландитов, присутствуют спилиты, пластовые залежи долеритов, а также тоналит-порфиры, которые имеют форму как пластовых, так и секущих тел. На берегу бухты Горных Кузнецов южнее мыса Малого на протяжении более 2 км в почти непрерывном обнажении видно, что диабазовый комплекс слагает пологое антиклинальное поднятие, на крыльях которо-

го лежат терригенные отложения берриаса и валанжина (рис. 2Г). Сводовая часть поднятия усложнена пологой синклиналью. При простой общей структуре диабазового комплекса слагающие его горные породы испытали интенсивное брекчирование. По существу, диабазовый комплекс представляет собой гигантскую тектоническую брекчию без сколько-нибудь значительных относительных перемещений отдельных блоков, так что нередко пласты горных пород мощностью 1,5–3 м прослеживаются на несколько десятков метров (рис. 2Г-1). Видимая мощность диабазового комплекса составляет 200–250 м. Диабазы, базальты, долериты интенсивно альбитизированы и окварцованы, что отразилось и на их химическом составе. Общей особенностью химизма пород диабазового комплекса (табл. 1, №№ 5–8) является низкое содержание K<sub>2</sub>O и TiO<sub>2</sub>.

Образование и дробление диабазового комплекса произошло заведомо в домеловое время и, по-видимому, ранее поздней юры. Его возможным возрастным аналогом в близлежащих районах может быть толща диабазов, залегающая в основании спилитов элгеминайской серии ордовикского возраста (Таловские горы, Ганычаланский блок) [2], но, в отличие от елистратовских, элгеминайские диабазы титанистые и совместно с ними не встречены исландиты. При от-

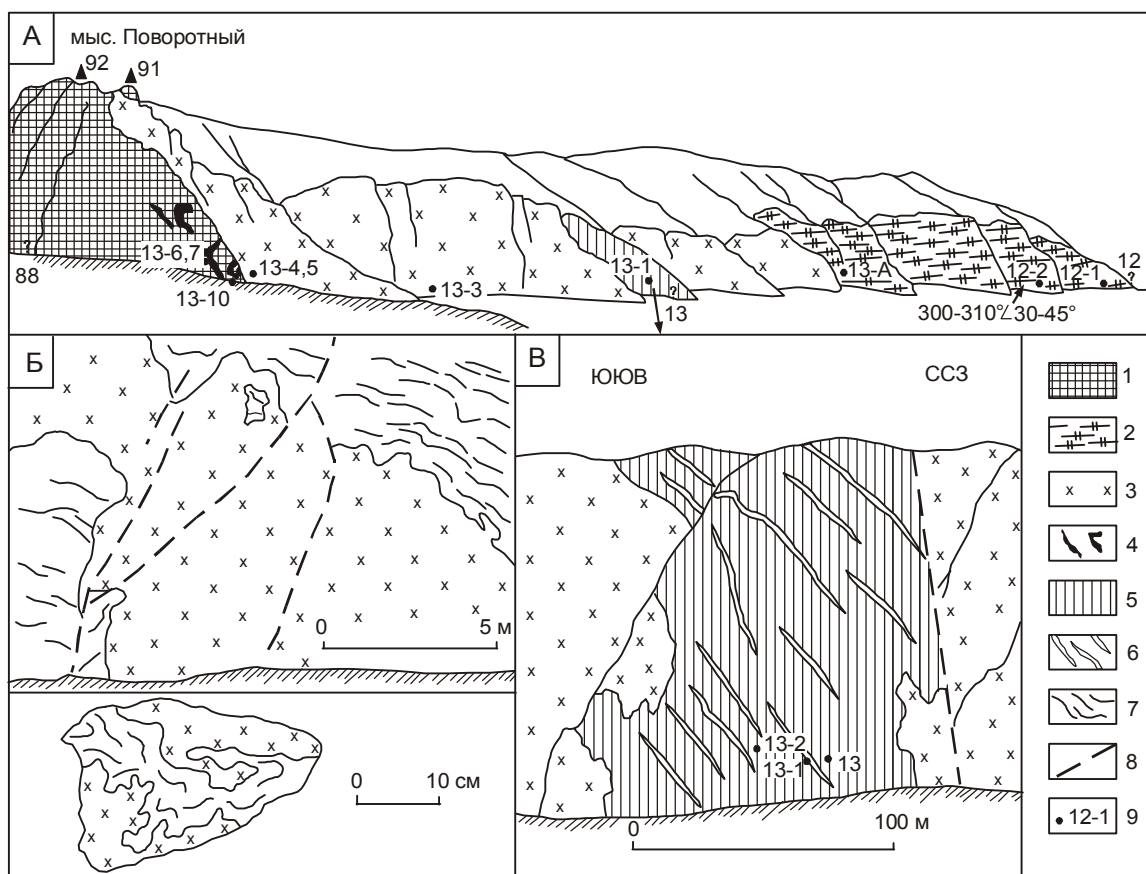
сутствии других возможных вещественных и возрастных аналогов елистратовский диабазовый комплекс условно относится к палеозою.

**Прибрежный дунит-гарцбургитовый массив**

Между мысами Поворотным и Елистратова на расстояние около 6 км при ширине 0,3–0,8 км прослеживаются выходы ультрамафитов, которые выделены в Прибрежный массив. С юго-востока массив срезан береговой линией, а на северо-западе интродирован габброидами Елистратовского массива. В районе мыса Поворотного в 300–400-метровых обрывах видно, что в нижней части склонов контакт габбро с ультрамафитами крутой, почти вертикальный. Здесь в серпентинизированных ультрамафитах встречаются сложной формы тела (дайки-апофизы) габброидов, претерпевших глубокие метасоматические

преобразования. Вверх по склону контакт постепенно выполаживается, так что ультрамафиты "лежат" на габбро, а затем, примерно в 150 м дальше края Прибрежного массива, среди габброидов находится фрагмент (ксенолит) ультрамафитов длиной около 800 и шириной до 200 м (рис. 1, 3А).

В береговых обнажениях юго-западнее мыса Поворотного устанавливается, что массив сложен преимущественно гарцбургитами (70–75%), среди которых присутствует также некоторое количество лерцолитов. Дуниты образуют вертикальные и крутопадающие тела северо-западного (300–340°) простирания толщиной от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Граница между гарцбургитами и дунитами четкая, но постепенная (зона перехода составляет 3–8 мм). В гарцбургитах отмечаются редкие тонкие жилы пироксенитов. По приближению к



**Рис. 3.** Прибрежный ультрамафитовый и Елистратовский габброноритовый массивы (А), интрузивные контакты габброидов с диабазовым комплексом, юго-западная часть бухты Горных Кузнецов (Б), позднемезозойские субвулканические амфиболсодержащие лерцолиты, интродуцирующие габброиды Елистратовского массива (В).

1 – Прибрежный массив; 2, 3 – Елистратовский массив (2 – расслоенная внутренняя часть массива, 3 – эндоконтактная зона); 4 – тела (апофизы) интенсивно измененных габброидов среди ультрамафитов; 5 – субвулканические лерцолиты; 6 – дайки меланократового роговообманкового габбро; 7 – породы диабазового комплекса; 8 – разломы; 9 – место взятия и номер образца, здесь и на всех последующих рисунках.

контакту с габброидами Елистратовского массива в ультрамафитах усиливается серпентинизация, при этом теряется выдержанность ориентировки дунитовых тел среди гарцбургитов. На расстоянии до 50 м от контакта ультрамафиты превращены в почти однородный бесструктурный серпентинитовый агрегат. Химический состав ультрамафитов Прибрежного массива приведен в таблице 2 (№№ 1–5).

### *Елистратовский массив габброидов*

В юго-западной части п-ова Елистратова на площади около 40 км<sup>2</sup> обнажены габброиды одноименного массива. С юго-восточной стороны они интродуцируют ультрамафиты Прибрежного массива. На побережье бухты Горных Кузнецов наблюдался интрузивный контакт боковой (эндоконтактной) зоны Елистратовского массива с диабазовым комплексом. Юго-западная часть массива скрыта под водой, а северо-западная срезана позднемезозойскими ультрамафитами (рис. 1).

Елистратовский массив имеет зональное строение. В нем различаются преобладающая по площади центральная расслоенная часть и эндоконтактная зона шириной 200–600 м. В сложении расслоенной части преобладают различные структурно-вещественные разновидности габброноритов, совместно с которыми, особенно близ эндоконтактной зоны, встречаются амфиболовые разности. Элементарные члены расслоенной серии (ритмы) обычно состоят из меланократового крупнозернистого габбронорита, иногда с плагиоклазовым верлитом в основании, мезократового среднезернистого габбронорита, довольно часто постепенно сменяющегося лейкократовым средне- и мелкозернистым габброноритом. Мощность ритмов обычно не превышает первых метров, границы между ними достаточно четкие. Севернее мыса Поворотного преобладающая ориентировка расслоенности: аз. пад. 300–310° ∠ 30–45° (рис. 3А), на побережье бухты Горных Кузнецов — 290° ∠ 60°. Внутри массива простирание расслоенности образует сложный рисунок, в котором обнаруживается тенденция огибания расслоенностью останцов кровли диабазового комплекса на габброидах (рис. 1). Химический состав горных пород расслоенной серии приведен в таблице 2 (№№ 6–12). На отдельных участках породы расслоенной серии пересекаются дайками мелко- и тонкозернистого роговообманкового габбронорита, являющимися, вероятно, продуктами поздней стадии становления массива.

Эндоконтактная зона сложена разномасштабными амфиболовыми габброидами, среди которых раз-

личаются габбро главной фазы и небольшие тела мелкозернистого роговообманкового габбро и габбродиоритов поздней фазы. Сложное и незакономерное распределение амфибола и постоянное изменение зернистости габбро обусловили образование шлировых текстур эндоконтактной зоны. Сильная раздробленность пород эндоконтактной зоны сопровождается развитием многочисленных прожилков цеолитов, отчего породы приобретают белесую окраску и становятся "сыпучими". Габбро и габбродиориты поздней фазы имеют незначительное распространение. Они эпизодически в виде даек встречаются также и в расслоенной серии, и среди серпентинитов Прибрежного массива, сохраняя неизменно свежий облик. На вершине мыса Поворотного наблюдался интрузивный контакт мелкозернистого меланократового роговообманкового габбро с ультрамафитами [3, ч. 2, с. 12–14]. Химический состав пород поздней фазы представлен в таблице 2, №№ 13–16.

На побережье бухты Горных Кузнецов установлены интрузивные контакты габбро с породами диабазового комплекса (рис. 3Б). В целом контакт в видимой нижней части обнажений вертикальный с многочисленными апофизами разной величины и ориентировки. Породы диабазового комплекса, как и габбро, интенсивно подроблены с развитием многочисленных прожилков цеолитов.

Сохранились достаточно крупные поля кровли диабазового комплекса на габброидах расслоенной серии, где встречаются сваренные контакты габбро и ороговикованных базальтов. Примечательно, что плоская кровля расслоенной серии Елистратовского массива располагается примерно на 150 м ниже его боковой зоны, контактирующей с Прибрежным массивом ультрамафитов. Если допустить, что погружение кровли средней части массива обусловлено явлением термоусадки, то, следуя расчетам [7, с. 22], Елистратовский массив продолжается на глубину не менее чем на 2 км.

Елистратовский массив, по-видимому, является возрастным и формационным аналогом находящегося в Ганычаланском поднятии крупного расслоенного в нижней части массива габброидов, который интродуцирует элгеминайскую серию ордовикского возраста [3, ч. 1].

На водоразделе юго-западной части бухты Горных Кузнецов находятся блоки средне- и мелкозернистых габброноритов, претерпевших глубокие вторичные изменения: полная пренинизация плагиоклаза, серпентинизация и хлоритизация ортопироксена (химический состав – табл. 2, № 17).



**Таблица 2. Химический состав плутонических пород.**

№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
№обр.	88-1	89	89-3	89-1	88	13-А	11-2	11	11П	12	12-1	20-3	92-2М	92М	92	13-13	59-10	17-1	20-5
SiO <sub>2</sub>	43,63	43,00	43,79	39,80	39,78	44,54	45,05	45,05	45,67	48,02	49,16	51,26	46,31	55,55	55,26	44,91	44,20	41,60	40,98
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,04	0,01	0,00	0,09	0,34	0,78	0,76	0,11	0,18	0,23	0,88	0,63	0,90	1,34	0,10	0,00	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,51	0,47	0,70	0,38	0,29	5,05	6,10	16,93	17,20	17,91	9,90	16,72	18,94	17,09	16,16	16,57	17,92	0,00	0,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,08	1,24	2,65	3,76	4,39	3,98	3,27	5,56	5,50	0,26	1,70	0,64	2,18	2,22	2,69	1,54	1,09	4,53	6,74
FeO	4,68	7,37	4,95	4,85	5,01	8,85	11,07	7,93	7,38	5,94	8,68	7,03	9,28	7,06	7,12	10,08	3,20	4,22	8,38
MnO	0,11	0,14	0,08	0,12	0,12	0,18	0,18	0,16	0,21	0,12	0,17	0,16	0,10	0,10	0,17	0,18	0,07	0,08	0,19
MgO	46,24	47,01	47,37	50,63	49,84	28,51	26,85	9,63	8,82	13,36	17,49	9,71	7,46	6,09	5,97	8,55	11,77	49,24	42,63
CaO	0,52	0,61	0,35	0,41	0,41	8,50	6,87	1277	13,26	13,63	11,94	12,76	13,21	6,37	6,38	14,34	21,50	0,25	0,54
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,13	0,04	0,00	0,15	0,22	0,24	1,16	1,14	0,58	0,59	1,40	1,53	4,51	4,99	1,94	0,14	0,06	0,06
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,05	0,14	0,07	0,03	0,31	0,30	0,09	0,00	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,01	0,02	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,04	0,02	0,08	0,07	0,06	0,12	0,00	0,02	0,02
Сумма	100,0	100,0	99,99	100,0	100,0	100,0	99,99	99,99	99,99	100,0	99,99	100,0	100,0	100,0	100,0	99,99	99,99	100,0	100,0
п.п.п.	10,48	3,39	8,04	7,50	13,34	6,65	3,30	1,71	0,86	0,38	1,90	0,89	3,05	3,02	1,66	2,66	5,41	13,90	9,78
Cr	3050	4980	2830	2740	3900	1790	1540	190	165	450	970	220	н.о.	н.о.	58	170	1035	2755	2310
Ni	3815	5487	5110	3300	8615	1254	3330	255	160	252	785	247	н.о.	н.о.	86	136	542	3245	2246
Co	185	226	186	200	407	286	288	123	127	100	164	67	н.о.	н.о.	44	77	130	195	309
f	9,30	9,31	8,06	8,46	9,27	19,87	22,86	42,94	43,97	20,59	24,66	30,49	45,76	45,47	47,27	43,60	16,62	8,7	16,13

20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
20-6	17	16-2	20-61	20-51	20-7	101-5	59	59-11	7-2	7	8	53	53П	8-2	54	54-1	52
41,79	43,28	44,43	46,07	50,48	53,73	42,26	48,18	48,38	45,45	48,05	44,35	46,54	47,26	45,30	47,29	49,66	70,72
0,06	0,02	0,02	0,06	0,20	0,11	0,16	0,07	0,6	0,02	0,10	0,07	0,12	0,12	0,06	0,10	0,11	0,43
0,60	0,44	0,73	0,86	2,25	1,62	12,46	1,20	11,06	0,44	2,00	2,74	3,58	3,62	16,47	11,08	15,27	13,54
7,01	4,37	3,65	5,00	2,47	0,53	2,57	3,43	0,49	5,17	2,40	5,02	2,50	4,10	0,71	2,03	0,37	1,40
4,64	4,34	4,71	4,48	4,88	6,56	4,60	5,81	6,35	5,00	7,92	7,15	7,35	5,93	4,67	5,81	5,66	3,54
0,19	0,11	0,11	0,15	0,18	0,17	0,13	0,11	0,13	0,08	0,17	0,18	0,18	0,15	0,07	0,15	0,14	0,07
45,20	46,90	45,78	37,55	22,80	24,56	15,60	34,72	18,71	43,55	31,33	34,18	27,43	26,69	15,66	19,11	14,17	1,19
0,41	0,48	0,48	5,70	16,44	12,52	18,99	6,36	14,48	0,21	7,82	6,18	12,09	11,97	16,48	13,92	13,84	4,84
0,06	0,05	0,06	0,11	0,29	0,17	2,66	0,11	0,34	0,05	0,18	0,11	0,20	0,20	0,52	0,40	0,66	3,79
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,55	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,10	0,12	0,40
0,04	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,03	0,03	0,02	0,01	0,06	0,01	0,01	0,00	0,07
100,0	100,0	99,99	100,0	100,0	99,99	99,99	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,99
14,03	12,47	11,49	10,33	3,46	0,47	6,47	9,46	2,90	12,27	3,80	8,52	3,62	3,48	3,27	3,19	0,98	0,59
4250	2400	4290	3536	5220	4454	12	3700	2000	2335	7125	3623	3240	2365	1025	1310	430	176
2950	2358	1758	1770	784	655	389	2077	876	1220	2760	1842	2465	1715	1030	1132	282	21
267	147	192	194	155	102	120	255	177	210	276	274	274	285	146	294	100	15
12,13	9,11	9,04	11,98	15,18	14,13	19,88	12,69	16,89	11,14	15,36	16,65	16,65	16,66	15,95	18,30	19,14	69,47

*Примечание.* Анализы 13, 14 выполнены в ЦЛ СВПГО, Магадан; остальные – в ДВИМС, Хабаровск. 1–17 – палеозойские(?) породы: 1–5 – Прибрежный массив (1–3 – гарцбургиты, 4, 5 – дуниты); 6–16 – Елистратовский массив: 6–12 – главная фаза, расслоенная серия (6 – плагиоклазовый верлит, 7 – плагиоклазовый амфиболсодержащий верлит, 8, 9 – магнетитовые габбронориты, 10 – габбронорит, 11 – оливиновый габбронорит, 12 – роговообманковый габбронорит), 13–16 – поздняя фаза (13 – меланократовое роговообманковое габбро, 14, 15 – роговообманковые габбродииориты, 16 – роговообманковое микрогаббро); 17 – пренитизированный габбронорит. 18–37 – позднемезозойские породы: 18–28 – Южный массив (18 – дунит из "ядра", 19 – дунит, 20 – аподунитовый серпентинит эндоконтактной зоны массива, 21, 22 – гарцбургиты, 23 – лерцолит, 24, 25 – пироксениты, 26 – клинопироксенит, 27 – лерцолит, 28 – оливиновый габбронорит); 29–36 – Северный массив (29 – апогарцбургитовый серпентинит, 30 – лерцолит, 31–33 – плагиоклазсодержащие лерцолиты, 34, 35 – оливиновое габбро, 36 – габбронорит); 37 – плагиогранит (трондьемит).

### Верхний мезозой

В состав верхнемезозойского структурно-вещественного комплекса входят различные вулканогенно-осадочные и терригенные отложения, интрузивы ультрамафитов, с которыми ассоциируют габброиды, плагиограниты и различные субвулканические породы.

#### *Стратиграфия верхнемезозойских отложений*

*Верхнеюрские образования* выделяются в непосредственной близости от ЕГР. Напротив юго-западного края бухты Горных Кузнецов на площади около 2 км<sup>2</sup> на плоском водоразделе гипсометрически выше ультрамафитов Южного Водораздельного массива (рис. 2Д) распространены развалы сургучно-красных яшм, радиоляритов, серых кремнистых пород, дробленных прениitized афировых базальтов, характеризующихся несколько повышенным содержанием MgO, иногда CaO и пониженным – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (табл. 1, №№ 9–11). Намечается два горизонта яшм и радиоляритов мощностью до 10–15 м, в которых установлен представительный комплекс радиолярий позднекемериджского возраста [3, ч. 1, с. 20]. По распространению на местности различных видов горных пород можно предполагать, что верхнекемериджские кремнисто-вулканогенные образования в целом деформированы слабо. Их видимая мощность, вероятно, не превышает 100–150 м.

Условно к верхней юре относятся палеотипные, сильно измененные, преимущественно афировые базальты и андезибазальты в северо-восточной части Пенжинской зоны (рис. 1).

*Берриасские и валанжинские отложения* распространены главным образом на побережье бухты Горных Кузнецов на крыльях поднятия, сложенного диабазовым комплексом (рис. 2Г). В районе мыса Малого фаунистически охарактеризованные берриасские отложения залегают на коре выветривания диабазового комплекса (рис. 2Г-2). По литологическим признакам они разделены на несколько пачек и пакетов слоев [3, ч. 1, с. 22, 23]:

в нижней части преобладают слоистые красные брекчии – продукты переотложения пород диабазового комплекса;

в средней – красные конгломератобрекчии с пакетами и прослоями песчаников, в конгломератобрекчиях появляются гальки андезитов, кварцевых диоритов, тоналитов, песчаников и алевролитов;

в верхней – зелено-серые и бурые разнозернистые песчаники.

Мощность берриасских отложений составляет 50 м. Они с размывом перекрыты светло-серыми

конгломератами и разнозернистыми песчаниками верхнего мела. Примечательно резкое изменение стиля деформаций при переходе от диабазового комплекса к осадочным отложениям мела.

Валанжинские отложения [3, ч. 1, с. 23] установлены на юго-западном крыле поднятия, где они отделены от диабазового комплекса разломом (аз. пад. 190–200° ∠ 45°) и состоят из конгломератобрекчий, гравелитов и песчаников видимой мощностью около 80 м.

*Готерив-барремские отложения* распространены в северо-западной части бухты Горных Кузнецов и в северной части п-ова Елистратова, на границе с Тайгоносской зоной. На берегу бухты они контактируют с диабазовым комплексом по разлому с аз. пад. 240° ∠ 70–80°. Их нижняя видимая часть (300–400 м, аз. пад. 140° ∠ 80°) сложена ритмично чередующимися разнозернистыми туфами, иногда лапиллиевыми, и тефроидами пироксеновых базальтов, в которых содержатся остатки иноцерамов и белемнитов [1, с. 88; 3, ч. 1, с. 24]. Выше появляются туфопесчаники, алевролиты, количество которых увеличивается вверх по разрезу; и одновременно утрачивается четкая ритмичность строения отложений. Общая видимая мощность – 600–700 м.

*Аптские туфоалевролиты, туфопесчаники и туфобрекчии андезибазальтов* видимой мощностью 130 м выделяются условно на северном побережье полуострова. Южнее мыса Опасного из-под кайнозойских вулканитов выходят алевролиты и песчаники *альб-сеноманского возраста* мощностью около 350 м [1, с. 88].

*Турон-ижнесенонские отложения* сложены пестроцветными конгломератами, песчаниками, пачками углистых алевролитов, содержащих обильные остатки листовой флоры (400 м), выше которых лежат светло-серые песчаники, конгломераты и алевролиты (500 м) с иноцеррами [1, с. 90, 91; 3, ч. 1, с. 25, 26].

#### *Интрузивные образования*

*Водораздельная группа ультраосновных массивов и даек* (рис. 1) прослеживается от Грозовых обрывов вдоль ЕГР на протяжении около 20 км. Она состоит из Южного и Северного Водораздельных массивов и трех эшелонно расположенных крупных дайкообразных тел, образующих ее северо-восточный фланг.

*Южный Водораздельный массив* протяженностью 7 км и шириной до 2 км с северо-запада ограничен ЕГР, на юго-востоке он прорывает габброиды Елистратовского массива, а на севере срезается разломом субширотного простирания. В Грозовых обрывах вскрыта юго-западная фланговая часть массива

ва, где наблюдается зональный характер его строения: достаточно однородное гарцбургитовое с небольшим количеством дунитов ядро (около 650 м) и эндоконтактовые шлировые зоны шириной 70–100 м, сложенные дунитами повышенной железистости, лерцолитами, верлитами и пироксенитами (рис. 4 А). Химический состав горных пород Южного массива приведен в таблице 2 (№№ 18–28).

Соотношения гарцбургитового ядра и эндоконтактовых шлировых зон не изучены. Однотипные особенности строения, состава и химизма горных пород и минералов эндоконтактовых зон (рис. 2А; 4 А, Б) указывают на то, что в обнажениях Грозовых обрывов наблюдается полностью сохранившаяся часть дифференцированного ультраосновного массива. Его контакт с известково-щелочными вулканитами Тайгоносской зоны проходит по ЕГР, но при этом совершенно ясно, что тектоническое воздействие на северо-западную эндоконтактовую зону Южного массива было весьма незначительным (рис. 2 А). Соотношения ультрамафитов юго-восточной эндоконтактовой зоны с габброидами Елистратовского массива показаны на рис. 4 Б, В. Габброиды близ контакта интенсивно брекчированы, подверглись пренинизации. Полностью серпентинизированные ультрамафиты имеют с ними "сваренный" контакт (хорошо сохраняется в образце). Участками между серпентинитом и габбро прослеживаются линзовидные тела (до 0,5 м толщиной) мелкозернистого клинопироксенита, подвергшегося милонитизации.

Эндоконтактовая зона достаточно устойчиво прослеживается с юго-восточной стороны массива, а на большей части северо-западной стороны она, по видимому, срезана разломами. В северо-восточном направлении происходит постепенное изменение породной ассоциации эндоконтактовой зоны: быстро уменьшается количество пироксенитов, появляются плагиоклазсодержащие лерцолиты и габброиды, тесно ассоциирующие с верлитами. Параллельно с этим устанавливается присутствие лерцолитов и в ядре массива. На северо-восточном фланге Южный массив контактирует с палеозойскими (?) пренинизированными средне- и мелкозернистыми габброноритами. Крупные пластинообразные и мелкие различной формы ксенолиты этих сильно измененных выбеленных пород находятся среди свежих темноокрашенных лерцолитов и верлитов, полосчатого меланократового габбро и оливинового габбронорита эндоконтактовой зоны Южного массива (рис. 4Г). Интрузивные сваренные контакты магматических пород из этих обнажений наблюдались в многочисленных обнажениях и в шлифах [3, ч. 2, с. 24, 25].

Породные ассоциации, аналогичные эндоконтактовым зонам, местами наблюдались и в центральной части массива и являются, вероятно, останцами его кровли. По характеру распространения на местности кимериджских кремнисто-вулканогенных образований (рис. 2Д) можно полагать, что кровля Южного Водораздельного массива была сравнительно плоской.

*Северный Водораздельный массив* выходит на дневную поверхность в 0,3–0,5 км северо-восточнее Южного, протягивается на 5–5,5 км при максимальной ширине 1,4–1,5 км. С северо-западной стороны, в зоне ЕГР, ультрамафиты контактируют с протерозойскими(?) и условно верхнеюрскими образованиями, а на юге и юго-востоке – с палеозойскими(?) габброноритами, с породами диабазового комплекса, а также верхнеюрскими (?) вулканитами.

Северный массив также имеет зональное строение, но ядро его сложено преимущественно лерцолитами, а гарцбургиты и дуниты находятся в подчиненном количестве; среди лерцолитов встречаются плагиоклазсодержащие разности.

Ширина эндоконтактовой зоны Северного массива достигает первых сотен метров, иногда породы этой зоны наблюдаются в виде фрагментов кровли среди пород ядра. Она сложена преимущественно верлитами (нередко с плагиоклазом) и габбро, при этом в юго-восточной эндоконтактовой зоне полосчатое габбро слагает участок протяженностью около 2,5 км и шириной до 200 м. Среди верлитов эндоконтактовой зоны в кровле Северного массива часто встречаются разности с гипокристаллической структурой, когда в интерстициях между кристаллами оливина (обычно представленного двумя генерациями) и клинопироксена сохраняется изотропная (витрическая) фаза; наблюдаются образования типа миароловых пустот, заполненные неопределенным слабо анизотропным веществом с высоким показателем преломления [3, ч. 2, с. 30 - 32]. Химический состав горных пород Северного массива представлен в таблице 2, №№ 29–36.

Лиственитизация ультрамафитов особенно широко проявилась на северо-западной стороне Северного массива. Структурные условия образования лиственитов различны. Это линейные зоны шириной в несколько метров, приуроченные к разломам как северо-восточного, так и северо-западного простирания; изометричные до 100 и более метров в поперечнике зональные брекчии диатрем, по периферии которых иногда наблюдаются дуговые дайки габброидов; неправильной формы поля протяженностью до

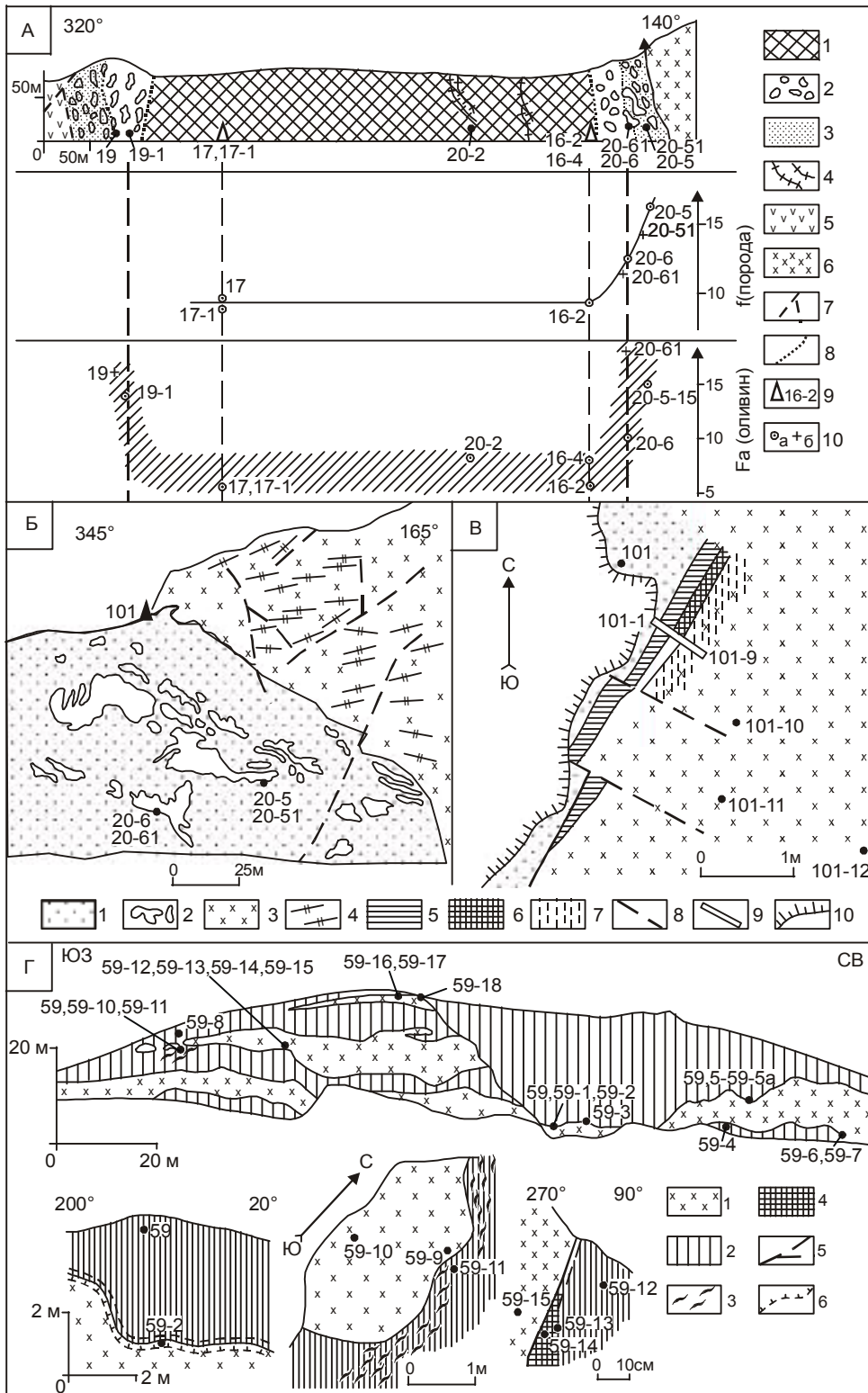


Рис. 4. Южный Водораздельный массив ультрамафитов.

А – Схема строения массива в обнажениях Грозовых обрывов и железистость слагающих его пород и минералов.

1 – "гарцбургитовое" ядро массива; 2, 3 – эндоконтактные зоны массива (2 – тела пироксенитов, 3 – интенсивно серпентинизированные ультрамафиты); 4 – дайки высококальциевых натриевых долеритов; 5 – андезиты Тайгонской зоны; 6 – габброиды Елистратовского массива, 7 – разломы; 8 – границы ядра и эндоконтактных зон Южного массива; 9 – проекция на плоскость рисунка мест взятия образцов на ручье Снежном (около 1 км от побережья);

500 м, приуроченные, по-видимому, к переходам от ядра к эндоконтактовой зоне.

*Перидотитовые дайкообразные тела* северо-восточного фланга Водораздельной зоны изучены слабо и оконтурены, главным образом, по аэрофотоснимкам. Их выходы образуют три полосы протяженностью от 3 до 6,5 км при максимальной ширине от 0,2 до 0,6 км. Они следуют разломам северо-восточного простирания; испытывают смещения, изменения ширины при пересечении их разломами северо-западного направления. Перидотиты, по-видимому, преимущественно гарцбургиты, полностью серпентинизированы. На северо-западной стороне самого крупного (юго-восточного) выхода перидотитов встречены пикриты (табл. 3, № 4), но соотношения между ними не установлены.

*Плагιοграниты*, лейкократовые роговообманковые породы (трондьемиты, табл. 2, № 37), наблюдались в виде развалов (0,3–0,7 км в поперечнике) среди ультрамафитов Северного Водораздельного массива (два выхода) и близ среднего дайкообразного тела перидотитов. Контакты плагιοгранитов с вмещающими породами, форма их тел не выяснены.

*Субвулканические образования и малые интрузии* распространены незначительно и слабо изучены. Среди них преобладают базальты, долериты, габбро-долериты и мелкозернистые габбро, которые сопоставляются с вулканогенными и интрузивными породами соответственного состава. Но, кроме того, встречены мелкие тела ультрамафитов с гипокристаллической и порфировой структурой, дайки бонинитов, лампрофиров и высококальциевых долеритов.

Среди габброидов Елистратовского массива близ выхода ультрамафитов Южного Водораздельного массива (рис. 1) на участке 3×7 м наблюдались лерцолиты (табл. 3, № 1) с выделениями в интерстициях между оливином и пироксенами плагιοклаза и мелких зерен амфибола среди витрической фазы. Второе тело субвулканических лерцолитов размером 100×200 м встречено северо-западнее мыса Поворотного (рис. 1, 3). Лерцолиты прорывают габ-

броиды эндоконтактовой зоны Елистратовского массива и, в свою очередь, пересекаются многочисленными субпараллельными дайками меланократового роговообманкового габбро (табл. 3, № 2, 3). В лерцолите присутствует бесцветный и светло-коричневый амфибол (5–7%), а в интерстициях между цветными минералами – плагιοклаз и витрическая фаза.

Пикриты (табл. 3, № 4) встречены рядом с перидотитами, слагающими крупное дайкообразное тело (рис. 1), имеют миндалекаменную текстуру, порфиловую структуру, содержат вкрапленники оливина (20–25%), полностью серпентинизированного.

Дайки бонинитов (табл. 3, №№ 8, 9) обнаружены Ю. С. Некрасовой среди верхнеюрских(?) вулкаников в районе перидотитовых даек (рис. 1).

Лампрофир (оливиновая минетта, табл. 3, № 7) наблюдался в развалах среди ультрамафитов Южного массива близ ЕГР.

В обнажениях Грозных обрывов ядро Южного массива (рис. 4 А) пересекают дайки высококальциевых натриевых оливинсодержащих долеритов с несколько пониженным содержанием  $Al_2O_3$  (табл. 3, №№ 5, 6)

### Кайнозой

В северо-восточной части Пенжинской зоны пова Елистратова распространена тоща палеогеновых(?) базальтов, андезитов, дацитов, риолитов и их туфов мощностью около 500 м, а также многочисленные мелкие штоки и дайки кайнотипных риолитов, особенно часто встречающиеся вдоль ЕГР.

### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И РУДОНОСНОСТЬ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ

1. В составе палеозойской(?) и позднемезозойской ассоциаций участвуют вулканики основного состава, габбро и ультрамафиты. В палеозойской(?) ассоциации вулканики (диабазовый комплекс) предшествуют становлению габброидов и, по-видимому, ультрамафитов. В позднемезозойской ас-

10 – дуниты (все) и гарцбургиты ядра (а), лерцолиты, верлиты, пироксениты эндоконтактовых зон (б) массива. Косой штриховкой показано предполагаемое поле изменения железистости оливинов.

Б, В – Контакт ультрамафитов Южного и габброидов Елистратовского массива (Б – общий вид обнажения, В – строение контакта в т. н. 101): 1 – интенсивно серпентинизированные ультрамафиты; 2 – тела пироксенитов; 3 – габброиды (на рис. В – амфиболовое пренизитированное, сильно брекчированное габбро); 4 – расслоенность габброидов; 5 – интенсивно брекчированный клинопироксенит; 6 – милолит (смесь обломков клинопироксенитов и габброидов); 7 – милонитизация габбро; 8 – разломы; 9 – непрерывно отобранные образцы 101-1–101-9; 10 – обрыв обнажения.

Г – Северо-восточный фланг Южного массива (Г): общий вид и детали обнажения: 1 – палеозойские(?) габбронориты; 2–4 – породы Южного массива (2 – лерцолиты и верлиты, 3 – меланократовое габбро, 4 – пегматоидное габбро); 5 – зона полной серпентинизации оливина в верлите; 6 – интенсивное брекчирование габбронорита.

Таблица 3. Химический состав субвулканических и дайковых пород.

№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№обр.	16-3	13	13-1	30	20-2	20	85	Н-738	Н-2551
SiO <sub>2</sub>	43,31	43,53	48,10	45,83	41,98	41,86	51,85	51,07	55,20
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,17	0,60	0,88	1,85	1,42	1,49	0,35	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,78	4,63	11,59	12,35	9,69	14,58	13,46	9,81	11,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,06	4,54	1,47	4,64	6,55	3,96	2,90	2,28	1,31
FeO	7,72	9,06	5,97	6,05	7,72	9,37	4,41	7,20	6,48
MnO	0,18	0,18	0,17	0,18	0,23	0,19	0,12	0,20	0,10
MgO	32,76	33,38	13,37	22,16	7,45	6,86	9,06	18,78	14,24
CaO	4,92	4,29	17,92	5,75	19,25	17,41	7,86	9,09	9,28
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,19	0,70	1,39	4,24	3,92	2,64	0,91	1,66
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,07	0,59	0,15	0,27	4,87	0,30	0,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,02	0,03	0,17	0,19	0,15	1,33	н.о.	н.о.
Сумма	100,0	99,99	99,99	99,99	100,0	99,99	99,99	99,99	100,0
п.п.п.	8,20	6,64	3,11	7,38	5,33	8,39	1,78	4,12	3,75
Cr	3325	4617	635	502	70	83	390	н.о.	н.о.
Ni	1466	3986	376	403	78	56	142	н.о.	н.о.
Co	220	511	110	117	68	51	56	н.о.	н.о.
<i>f</i>	18,49	18,30	23,44	20,57	50,63	51,41	30,16	21,55	23,26

Примечание. Анализы 1–7 выполнены в ДВИМС, Хабаровск; анализы 8, 9 – по данным Ю.С.Некрасовой.

1 – лерцолит (среднее по двум анализам из одного образца); 2 – амфиболсодержащий лерцолит; 3 – меланократовое амфиболовое габбро; 4 – пикрит; 5, 6 – высококальциевый натриевый долерит; 7 – лампрофир; 8, 9 – бониниты.

социации соотношения вулканических и плутонических образований не ясны. Есть косвенные основания для отнесения внедрений ультрамафитов к готериву [3, ч. 1, с. 54].

2. Ультрамафиты и габброиды палеозойской (?) ассоциации образуют крупные самостоятельные тела, кристаллизовавшиеся в относительно глубокой и, видимо, "спокойной" тектонической обстановке: структура и реликты кровли расслоенного Елистратовского массива сохранились достаточно полно. В доступной наблюдению части суши габброиды преобладают над ультрамафитами.

Геологические и количественные соотношения ультрамафитов, габброидов и вулканитов палеозойской (?) ассоциации аналогичны наблюдавшимся в ордовикской ассоциации Ганычаланского поднятия.

В позднемезозойской базит-гипербазитовой ассоциации габброиды тесно ассоциированы с ультрамафитами и резко уступают им по объему. Их становление происходило в близповерхностных условиях, сопровождалось формированием субвулканических тел с гипокристаллической и порфириковой структурой. Состав интрузивов позднемезозойской ассоциации испытывает закономерные изменения по простиранию (с юго-запада на северо-восток): в Южном массиве преобладают гарцбургиты, но уже в его северо-восточной части постоянно присутствуют лерцолиты; преобладающими породами Северного массива являются лерцолиты, нередко плагиоклазо-

держающие. В полном соответствии с изменением состава главных внутренних зон (ядер) массивов меняется и состав их эндоконтактных зон, вплоть до обособления сравнительно крупных объемов габбро в Северном массиве.

Возможно, юго-восточным продолжением Водораздельной зоны позднемезозойских ультрамафитов п-ова Елистратова являются сильно тектонизированные небольшие тела лерцолитов и гарцбургитов, обнаженные на юго-восточном берегу п-ова Тайгос в 150 км к юго-западу от п-ова Елистратова (м. Поворотный).

3. Геологические и общие петрографические различия палеозойской (?) и позднемезозойской ассоциаций отражаются и в особенностях петрохимии и геохимии слагающих их пород. Это хорошо видно на диаграммах Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O–FeO\*–MgO; CaO–FeO\*–MgO; Ni / Co – *f* (железистость) [3, ч. 2, с. 44–47].

Составы пород Прибрежного и Елистратовского массивов на диаграмме Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O–FeO\*–MgO образуют самостоятельные, резко разобщенные поля. Меланократовые породы Елистратовского массива лежат в поле архейских комагитов, а лейкократовые – частично попадают в поле расслоенной серии Скергаардского массива. Ультрамафиты и габброиды Южного и Северного массивов образуют компактное поле, вытянутое вдоль стороны MgO–FeO\* и полностью закрывающее разрыв между со-

ставами Прибрежного и Елистратовского массивов. При этом составы дунитов и гарцбургитов Прибрежного и Южного массивов полностью совмещены, а самые меланократовые габброиды Елистратовского массива менее магнезиальны, чем габброиды поздне-мезозойской ассоциации. В целом подобный характер распределения устанавливается также между Ni / Co отношениями и железистостью (f). На диаграмме вся совокупность фигуративных точек образует гиперболовидный тренд, на крыльях которого расположены точки Прибрежного (max Ni / Co) и Елистратовского (min Ni / Co) массивов, а в центральной дуговой части – Южного и Северного массивов. Характерно, что самые высокие значения Ni / Co отношений в поздне-мезозойских ультрамафитах едва достигают самых низких в породах Прибрежного массива при одинаковой железистости тех и других.

На диаграмме CaO – FeO\* – MgO видно, что непрерывное изменение состава поздне-мезозойского гипербазит-габбрового комплекса происходит при непрерывном увеличении роли CaO и некотором снижении – FeO\*, тогда как в породах Елистратовского массива повышение количества CaO сопровождается и резко выраженным увеличением роли FeO\*. В итоге в поздне-мезозойской ассоциации появляются высококальциевые породы (15–20 % CaO) как в эндоконтактных зонах массивов, так и среди субвулканических и вулканических образований. Примечательно, что в высококальциевых долеритах самых, по-видимому, поздних даек происходит резкое увеличение содержаний TiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O.

Таким образом, палеозойские (?) гипербазиты и габброиды представляют собой относительно глубинную ассоциацию прерывистого, контрастно-

го типа, тогда как ассоциация поздне-мезозойских гипербазитов и габброидов относится к близповерхностному последовательно дифференцированному типу.

4. Рудная минерализация ультрамафитов проявлена главным образом мелкими телами, образованными скоплениями кристаллов хромита в дунитах. Данные анализов (табл. 2) показывают, что существенных различий содержания хрома в одноименных породах Прибрежного, Южного и Северного массивов не наблюдается, хотя в одной пробе лерцолита Северного массива (табл. 2, № 30) оно почти в полтора раза превышает максимальное содержание хрома в гарцбургите Прибрежного.

Хромитовое оруденение в дунитах Прибрежного массива проявилось в виде линзовидных (0,5×1,5 м) и изометричных нечетко ограниченных тел с неравномерным зональным скоплением хромита. В центре таких скоплений появляются участки массивной руды. Кроме того, на водоразделе у мыса Поворотного встречен небольшой развал нодулярной хромитовой руды. Характерно, что акцессорные хромшпинелиды гарцбургитов и дунитов Прибрежного массива систематически отличаются от хромитов рудных тел более низким содержанием хрома и более высоким – глинозема (табл. 4).

В дунитах Южного и Северного массивов обнаружено десять рудопроявлений хромитов, преимущественно в виде развалов протяженностью первые метры, шириной 0,5–1 м. Руды преимущественно массивные, катаклазированные. Состав рудного минерала – алюмохромит, не отличающийся по составу от акцессорного хромшпинелида в гарцбургитах. В протолочках алюмохромита вкрапленной руды обна-

**Таблица. 4. Химический состав хромшпинелидов.**

№п/п №обр.	1(6)	2(9)	3(5)	4(6)	5(4)	6(9)	7(9)	8(3)
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,08	0,04	0,03	0,12	0,19	0,11	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,05	8,71	22,33	24,33	32,36	14,78	23,48	17,35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57,74	60,70	46,25	43,42	36,07	53,60	44,09	51,11
FeO	15,67	16,15	19,08	18,84	15,93	17,47	14,36	18,46
MnO	0,34	0,53	0,32	0,36	0,31	0,52	0,36	0,58
MgO	14,26	13,01	12,15	12,81	15,52	12,64	16,71	11,92
NiO	0,09	0,10	0,00	0,09	0,15	0,28	0,22	0,17
Сумма	100,25	99,36	100,17	99,88	100,46	99,82	99,33	99,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,11	3,68	2,38	3,06	2,63	3,47	5,27	2,78
Cr	72,50	78,70	56,50	52,50	41,40	65,10	52,40	64,20
Fe <sup>+3</sup>	5,00	4,50	2,80	3,50	2,90	8,00	6,00	3,30
Al	22,50	16,80	40,70	43,90	55,70	26,90	41,60	32,50

*Примечание.* Анализы выполнены на микрозонде «Камебакс», СВКНИИ, Магадан. В скобках за порядковым номером – количество проанализированных зерен. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – расчетное. 1–5 – Прибрежный массив (1 – массивная, 2 – вкрапленная хромитовая руда, 3–5 – хромшпинелиды из гарцбургитов); 6–8 – Южный массив (6, 7 – массивная хромитовая руда, 8 – хромшпинелид из апогарцбургитового серпентинита).

ружены в виде зерен (до 0,1 мм) минералы платиновой группы: лаурит–эрликманит и ирарсит.

В пироксенах железистых дунитов, лерцолитов и верлитов из эндоконтактных зон Южного и Северного массивов обнаружены мелкие (менее 1 мм) каплевидные выделения халькопирита, пентландита, валлерита.

#### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СТРУКТУРЫ П-ОВА ЕЛИСТРАТОВА

Простая крупная асимметричная грабен-синклиналь и большая мощность слагающей ее доальбской андезитовой формации характеризуют северо-западную (Тайгоносскую) зону п-ова Елистратова как часть древней вулканической дуги – Тайгоносской андезитовой геосинклинали, формировавшейся на протяжении более 100 млн лет [4]. Компенсационные синвулканические погружения как реакция на большеобъемные выносы магматических расплавов на дневную поверхность были одним из ведущих структурообразующих факторов этой тектонической зоны.

Пенжинская зона является резким контрастом Тайгоносской не только по широкому возрастному диапазону, петрологии и разнообразию структурно-вещественных комплексов, но и по размеру и форме тектонических деформаций.

Интенсивная тектоническая раздробленность при хорошо сохранившейся простой структуре диабазового комплекса свидетельствует о том, что диабазовый комплекс, испытав мощный процесс сжатия и дробления, сохранился как некоторая геологическая целостность и не был затронут "складчатостью". Дробление диабазового комплекса, возможно, было связано с внедрением (завоеванием пространства) габброидов Елистратовского массива, строение которого также хорошо сохранилось в современной структуре.

Наблюдения показывают, что меловые отложения Пенжинской зоны дислоцированы довольно сильно. Как видно в обнажении у мыса Малого (рис. 2Г-2), дислоцированность берриасских отложений, залегающих на диабазовом комплексе, нарастает снизу вверх по разрезу, а в ядре слагаемой ими лежачей складки находятся верхнемеловые конгломераты и песчаники. Далее к северо-востоку, за разломами северо-западного простирания, обнажаются стоящие на головах готеривские отложения. А затем, за разломом северо-восточного простирания, распространены слабо дислоцированные верхнемеловые молассоиды, слагающие относительно

крупную отрицательную структуру. Таким образом, можно полагать, что деформации меловых отложений на побережье п-ова Елистратова отражают реакцию относительно слабо консолидированных толщ на движения более жестких и глубинных тел (блоков). По существу, близкую ситуацию можно наблюдать и в Тайгоносской зоне, где альбские вулканогенно-осадочные отложения, заполняющие грабен, деформированы сильнее более древних толщ на крыльях грабен-синклинали (рис. 2В).

К сожалению, нет данных о характере деформаций находящихся близ ЕГР верхнеюрских кремнисто-вулканогенных образований Пенжинской зоны. Выходы протерозойских(?) метаморфических пород в зоне ЕГР, по-видимому, представляют собой отторженцы фундамента, перемещенные при внедрении водораздельных ультрамафитов.

В структуре аномального магнитного поля Северо-Востока СССР [5, с. 239, 243] И. В. Беляев выделил Пенжинско-Анадырскую аномальную зону, северо-западная сторона которой, пограничная с ОЧВП, выражена устойчивыми положительными аномалиями высокой интенсивности, в том числе Итканской на п-ове Елистратова. Природа этих аномалий связывалась с залегающими на глубине большими массами позднемезозойских гипербазитовых интрузий и основных вулканитов, застывших в подводящих каналах. Есть большая вероятность того, что выходы позднемезозойских ультрамафитов Водораздельной зоны являются самой верхней частью лежащих на глубине крупных гипербазитовых плутонов. Поскольку Итканская аномалия находится полностью над Тайгоносской зоной, можно предположить, что глубинная граница литосферы Пенжинской и Тайгоносской зон на п-ове Елистратова наклонена на северо-запад. Таким образом, есть достаточные основания полагать, что глубинная граница Тайгоносской и Пенжинской зон совпадает с висячим боком крупного магматического тела ультраосновного состава, а ЕГР представляет собой проекцию этой границы на дневную поверхность в виде сложной системы хрупких деформаций.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г. П., Заборовская Н. Б., Марков М. С. О характере сочленения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Корякско-Камчатской складчатой зоны // Геотектоника. 1966. № 5. С. 87–94.
2. Белый В. Ф., Колясников Ю. А., Красный Л. Л. К стратиграфии нижнего палеозоя Пенжинского хребта // Палеонтология и биогеография Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1984. С. 19–36.



3. Белый В. Ф., Акинин В. В. Геологическое строение и офиолиты полуострова Елистратова. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1985. Ч. 1. 57 с. Ч. 2. 64 с.
4. Белый В. Ф., Гельман / Ред. И.Е. Драбкин. М. Л., Паракецов К. В. Мезозойский вулканизм и структурообразование на Северо-Востоке СССР // Сов. геология. 1989. № 4. С. 62–77.
5. Геология СССР. М.: Недра. 1970. Кн. II. Т. XXX. 536 с.
6. Заборовская Н. Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 200 с.
7. Осипов М. А. Термоусадка при формировании расслоенных плутонов // Изв. АН СССР. Серия геол. 1982. № 9. С. 16–29.
8. Чиков Б. М., Иванов В. К. Магнитное поле и некоторые черты геологического строения центральной части Корякско-Камчатской складчатой области // Геология Корякско-нагорья. М., 1963. С. 200–211.

Поступила в редакцию 2 декабря 2003 г.

Рекомендована к печати В.И. Гончаровым

*V.F. Bely*

### **The geology of Yelistratov Peninsula (northeastern Russia)**

Yelistratov Peninsula exhibits exposed structures of the basement of the inner zone of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt (Taigonos zone) and Penzhina trough (Penzhina zone). Its boundary runs on the Yelistratov deep-seated fault – a system of generally north-east-striking vertical and inclined rupture dislocations. The Taigonos zone is made up of Late Mesozoic (pre-Albian) volcanics of the calc-alkaline series (andesites, andesite basalts, basalts, 2,500-3,000m) forming a large asymmetric graben-synclinal structure. The Penzhina zone shows Proterozoic (?) metamorphic rocks, a Paleozoic (?) and a Late Mesozoic basite-ultrabasite association, Cretaceous terrigenous and volcanogenic-sedimentary marine and continental deposits and Paleogene subaerial volcanics. The different-age ultrabasite-basite associations of the Penzhina zone differ in the structure, volume and character of relations of the ultrabasite and the basite components. The Paleozoic (?) association is dominated by gabbroides (Yelistratov layered pluton), and it belongs to the discontinuous, contrasting type; the Late Mesozoic association is dominated by ultrabasites, and regarding the relations between them and gabbroides, it is a successively differentiated type. The features of the surface and deep structure of Yelistratov Peninsula are discussed. It is suggested that the deep boundary between the Taigonos and the Penzhina zone coincides with the north-west-tilted hanging wall of a large magmatic body of ultrabasic composition.