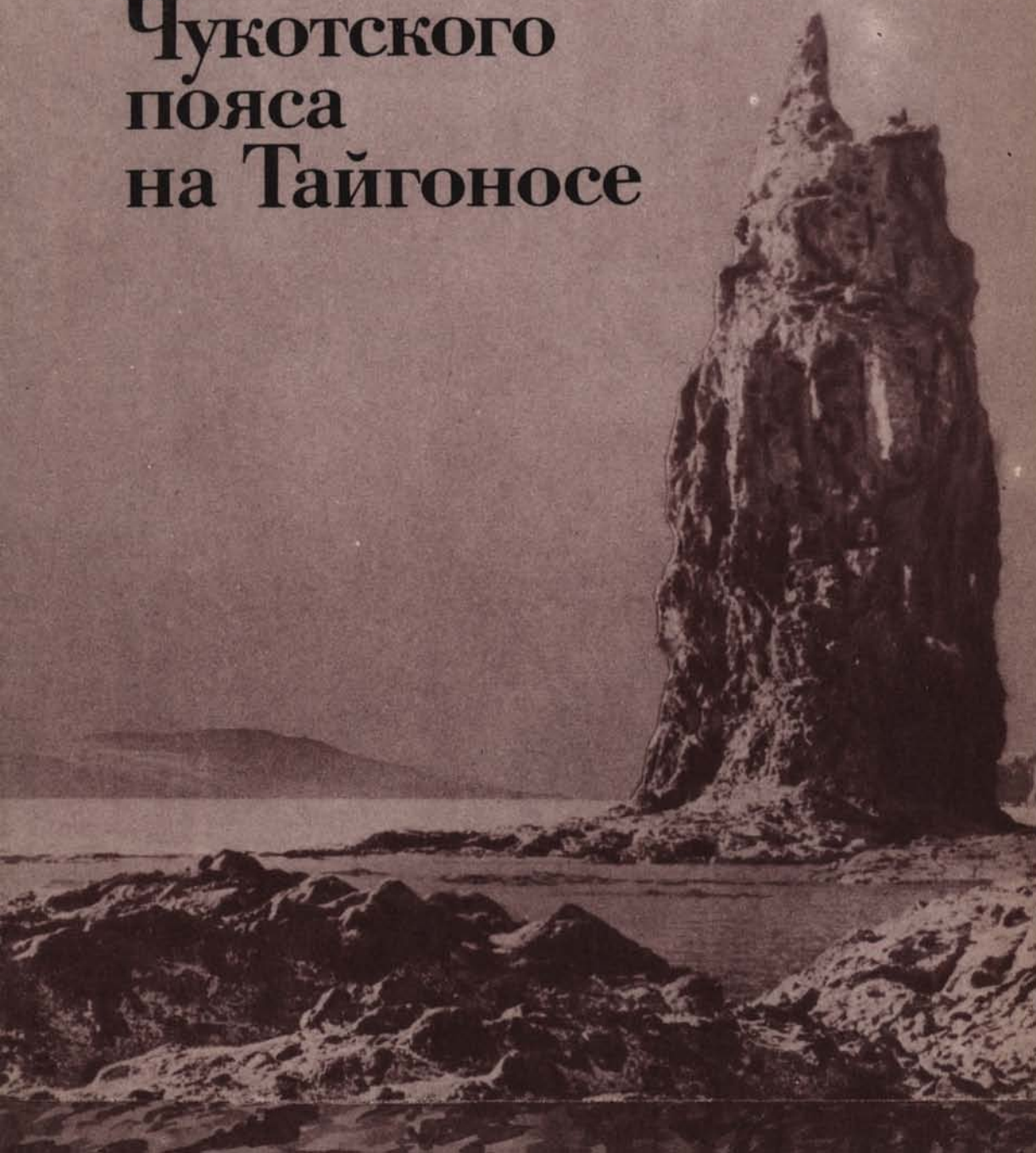


Н. Б. ЗАБОРОВСКАЯ

ВНУТРЕННЯЯ ЗОНА Охотско - Чукотского пояса на Тайгоносе



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Н. Б. ЗАБОРОВСКАЯ

ВНУТРЕННЯЯ ЗОНА
ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО
ПОЯСА
НА ТАЙГОНОСЕ

Труды, вып. 315



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1978

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

N.B. Z a b o r o v s k a y a

INNER ZONE OF THE OKHOTSK-CHUKOTSK BELT
ON TAIGONOS

Transactions, vol. 315

Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоне. Н.Б. Заборовская. Труды ГИН АН СССР, вып. 315. М., "Наука", 1978 г.

В работе рассмотрены геологическое строение и история развития территории п-ова Тайгос, которую принято относить к внутренней зоне Охотско-Чукотского вулканического пояса. Автор делает вывод, что под внутренней зоной Охотско-Чукотского вулканического пояса следует понимать комплекс орогенных вулканогенно-молассовых и гранитоидных формаций позднеюрско-мелового возраста, образовавшийся в конце переходной стадии развития зоны ранней консолидации позднемезозойской Тайгосско-Западно-Корякской геосинклинальной системы.

Табл. 10. Ил. 59. Библ. 143 назв.

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор),
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

М.С. Марков

Editorial Board:

academician A.V. Peive (Editor-in-chief),
V.G. Gerbova, V.A. Krashennnikov, P.P. Timofeev

Responsible editor

M.S. Markov

ВВЕДЕНИЕ

К интересным и чрезвычайно спорным по тектонической природе геологическим структурам зоны перехода от мезозойско-кайнозойским структурам Корякского нагорья относится Охотско-Чукотский вулканический пояс. Он протягивается от Чукотского полуострова до пос. Аяна на 3000 км полосой, ширина которой от нескольких десятков до 350 км. По р. Парени граничат его юго-западная (Охотская) и северо-восточная (Чукотская) части, различающиеся некоторыми особенностями геологического строения (рис. 1, см. вкл.).

Основные сведения о геологическом строении Охотско-Чукотского вулканического пояса получены геологами Северо-Востока СССР. Они изложены в обобщающих работах Е.К. Устиева (1959), Л.А. Сняtkова и Б.А. Сняtkова (1958), В.Ф. Белого (1958, 1960, 1961, 1962, 1966, 1967, 1968, 1969, 1971, 1972, 1974), И.М. Сперанской (19626; Сперанская, Белый, 1966), Н.П. Анисеева и В.А. Титова (1966), В.Ф. Белого и С.М. Тильмана (1966), С.М. Тильмана с соавторами (1969), в "Геологии СССР", т. XXX (1970) и многих др. В этих работах пояс рассмотрен как пограничная структура между мезозойдами Северо-Востока СССР и поздними мезозойдами (охотиды) Корякско-Камчатской складчатой области. По отношению к последней В.Ф. Белый предложил выделять в пределах пояса две продольные зоны: внешнюю, наложенную на мезозойды и более древние складчатые массивы, и внутреннюю, граничащую со складчатыми структурами Корякского нагорья. Особенно отчетливо эти зоны прослеживаются в Чукотском отрезке пояса. Границей их служит система разломов, сопряженных под тупыми углами, реже расположенных кулисообразно. Со структурами мезозойд и массивами докембрийского и палеозойского возраста структуры внешней зоны пояса соприкасаются по разломам, флексурным перегибам или отделены от них поверхностью несогласного залегания. Соотношение внутренней зоны пояса со структурами Корякско-Камчатской складчатой области более сложное. Это — либо фациальное замещение, либо наложение геосинклинальных обломочных толщ на эффузивы пояса или наоборот.

До недавнего времени все представления о строении, истории развития и структуре пояса основывались на изучении его внешней зоны. При этом одни исследователи полагали, что пояс возник в апте и закончил развитие в палеогене, другие начинали его историю с поздней юры. Исследователи первой группы намечали в истории развития пояса три этапа — апт-туронский, поздне-сенон-датский и раннепалеогеновый — и соответствующие им структурные ярусы. В апт-туронское время в Охотском отрезке пояса образовалась андезит-гранодиоритовая вулканоплутоническая ассоциация пород, в сенон-датское — липарит-гранитовая. В начале палеогена излились базальты и подчиненные им щелочноземельные липариты, щелочные комендиты или трахиты. С покровами базальтов нередко связаны небольшие субвулканические интрузии габбро-диоритов, долеритов и монзонитов. Кроме того, в каждый из рассмотренных этапов развития пояса формировались континентальные грубообломочные молассы.

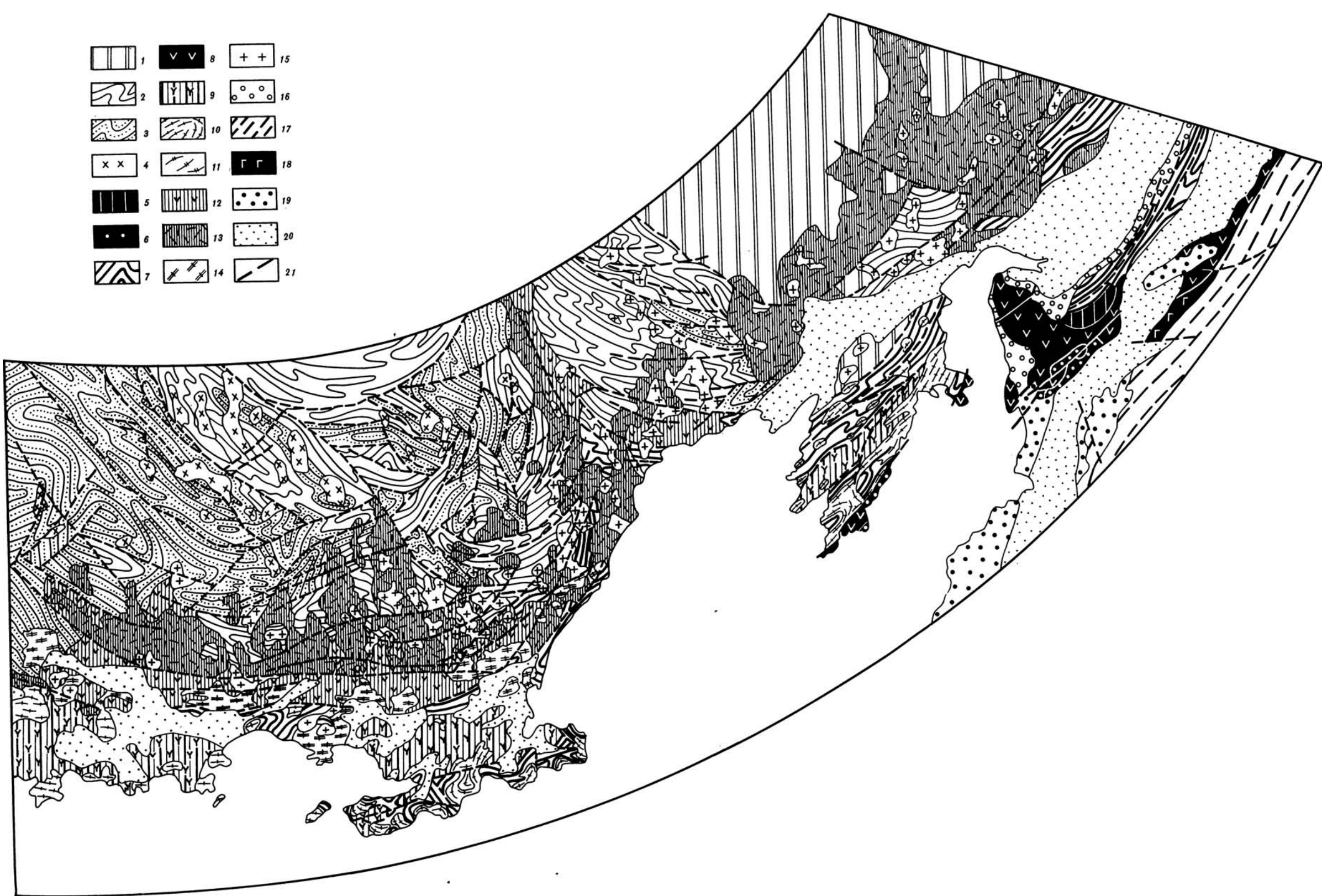


Рис. 1. Тектоническая схема Охотского региона и Северо-Западной Камчатки. Составили Г.Е. Некрасов и Н.Б. Заборовская

1-3 - мезозойды Северо-Востока СССР, сформировавшиеся на континентальной дорифейской коре, местами существенно переработанной: 1 - массивы и блоки континентальной коры, обнажающиеся на поверхности, 2 - миогеосинклинальные комплексы рифейско-позднеюрского возраста, 3 - геосинклинальные комплексы палеозойско-позднеюрского возраста в зонах переработки; 4 - интрузии позднеюрско-раннемеловых гранитоидов; 5-16 - Тайгонско-Западно-Корякская позднемезозойская складчатая система, сформировавшаяся в палеозое-мезозое в зоне перехода от континентального к океаническому блоку земной коры: 5 - блоки меланократового фундамента доордовикского возраста (преимущественно габброиды), 6 - выходы меланократового фундамента в зоне вторичного растяжения земной коры (гипербазиты,

эклогиты и метаморфические породы амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма), 7 - геосинклинальные структуры раннепалеозойско-позднеюрского возраста, 8 - зона вторичного растяжения земной коры с эвгеосинклинальным разрезом позднеюрско-раннемелового возраста; 9-15 - орогенные структуры позднеюрско-мелового возраста и ассоциирующие с ними гранитоиды (Охотско-Чукотский вулканический пояс): 9-11 - внутренняя зона пояса (9 - унаследованные структуры позднеюрско-раннемелового возраста, сложенные в нижней части вулканогенными породами преимущественно среднего и основного состава, а в верхней - морской и континентальной угленосной молассой и вулканитами среднего и кислого состава, 10 - раннемеловые интрузии габбро-гранодиорит-гранитного состава, 11 - ранне-поздне-меловые интрузии граносиенитов и субщелочных гранитов), 12-15 - внешняя зона пояса (12 - наложенные структуры позднеюрско-раннемелового возраста, сложенные вулкано-

генными комплексами среднего и основного состава и континентальной нижней молассой, 13 - наложенные структуры ранне-позднемелового возраста, сложенные вулканитами преимущественно кислого состава и континентальной верхней молассой, 14 - ранне-позднемеловые интрузии габбро-гранодиорит-гранитного состава, 15 - позднемеловые интрузии гранитов и граносиенитов); 16 - орогенные структуры позднемелового возраста, сложенные морской и паралической угленосной верхней молассой; 17-19 - мезозойско-кайнозойские структуры центральной и восточной частей Корякского нагорья, сформировавшиеся на коре океанического типа: 17 - геосинклинальные комплексы среднепалеозойско-позднемелового возраста, 18 - эвгеосинклинальные комплексы позднемелового-палеогенового возраста, 19 - кайнозойские наложенные прогибы и впадины; 20 - плиоцен-четвертичные впадины; 21 - разломы

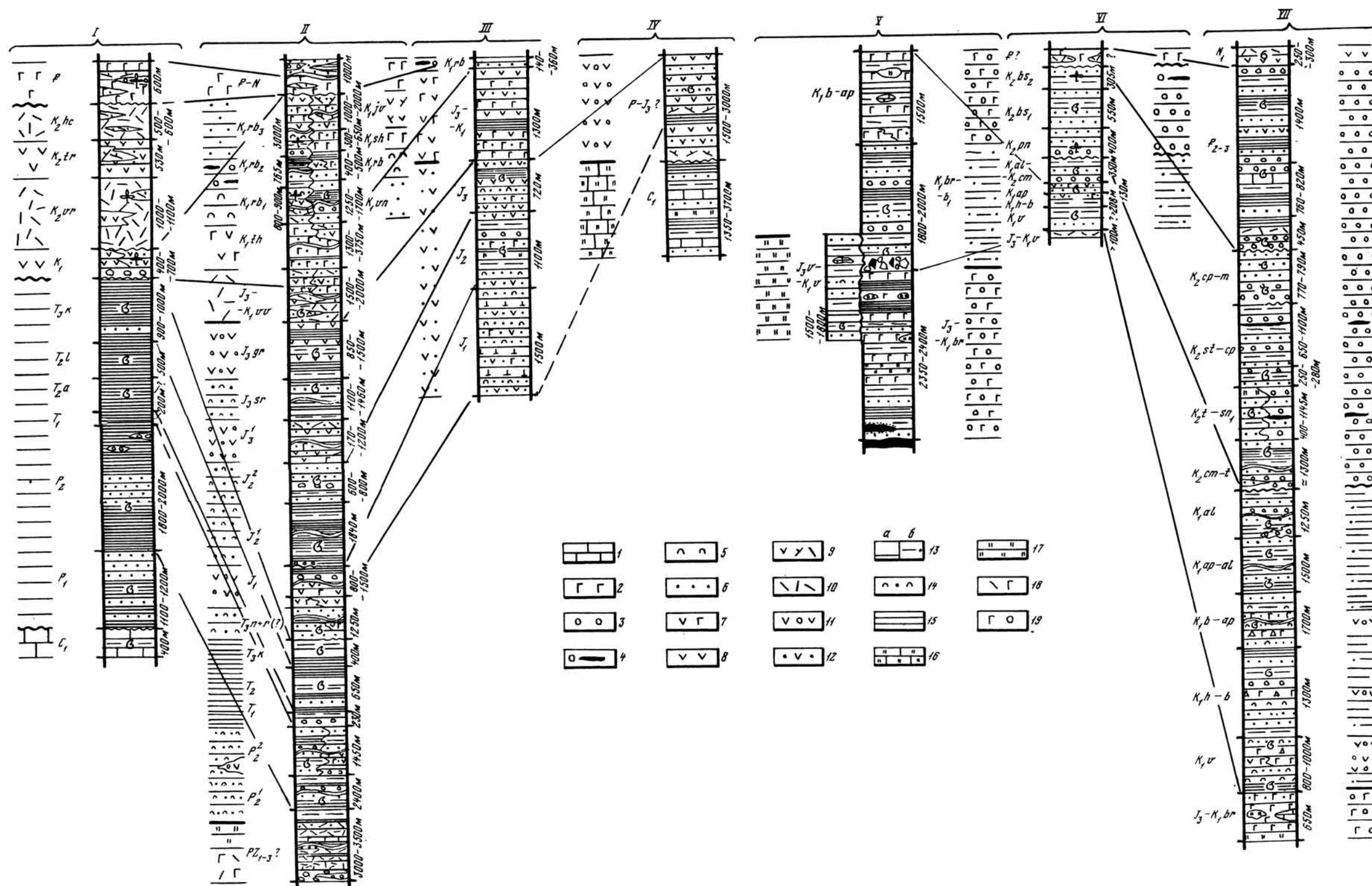


Рис. 18. Схема сопоставления разрезов нижнепалеозойско-мезозойских отложений п-ова Тайгонос, бассейна рек Гижиги и Гарманды и п-ова Маметчинского и их формационные ряды

I-VI - Охотско-Чукотский вулканический пояс: I - внешняя зона, бассейн рек Гижиги и Гарманды (по В.К. Политову, 1968 г.); II-VI - внутренняя зона: II - п-ов Тайгонос, Северо-Тайгонская зона (по Н.А. Леоненко, Г.Н. Логиновой, И.Л. Лившиц, В.А. Иванову, Г.Е. Некрасову и Н.Б. Заборовской), III - п-ов Тайгонос, Южно-Тайгонская зона,

Вискичунская подзона (по Г.Е. Некрасову, 1964-1966 гг.), IV - п-ов Тайгонос, Южно-Тайгонская зона, Нейнегская подзона (по Г.Е. Некрасову, 1964 г.), V - п-ов Тайгонос, Пенжинская зона (по Г.Е. Некрасову, 1965 г.), VI - п-ов Елистратова, Пенжинская зона (по М.С. Маркову и Н.Б. Заборовской, 1964 г.), VII - Северо-Западная Камчатка, п-ов Маметчинский (по В.П. Похилайнену и В.П. Васильенко, 1965 г.). 1 - платформенная карбонатная формация; 2-10 - орогенные формации: 2 - базальтовая, 3 - молассовая, 4 - угленосная паралическая, 5 - туфо-тер-

ригенная, 6 - вулканогенно-обломочная, 7 - андезито-базальтовая, 8 - андезитовая и андезито-дацитовая, 9 - андезито-дацито-липаритовая, 10 - липарито-дацитовая и липаритовая; 11-19 - геосинклинальные формации: 11 - андезитовая, 12 - туфовая андезитовая, 13 - аспидная (а), флишодная (б), 14 - вулканогенно-обломочная, 15 - вулканико-терригенная, 16 - кремнисто-известково-терригенная, 17 - кремнисто-сланцевая, 18 - спилито-керагофировая, 19 - спилито-диабазовая. Остальные условные обозначения см. на рис. 2



Рис. 23. Контакт отложений гырянгинской и вавачунской свит (м. Кардинальская Мантия)
1 - глинистые сланцы; 2 - алевролиты; 3 - песчаники; 4 - липарито-дацитовые туфы; 5 - пепловые туфы; 6 - граносиениты; 7 - диориты; 8 - дайки и пластовые тела основного состава; 9 - дайки среднего состава; 10 - разрывные нарушения

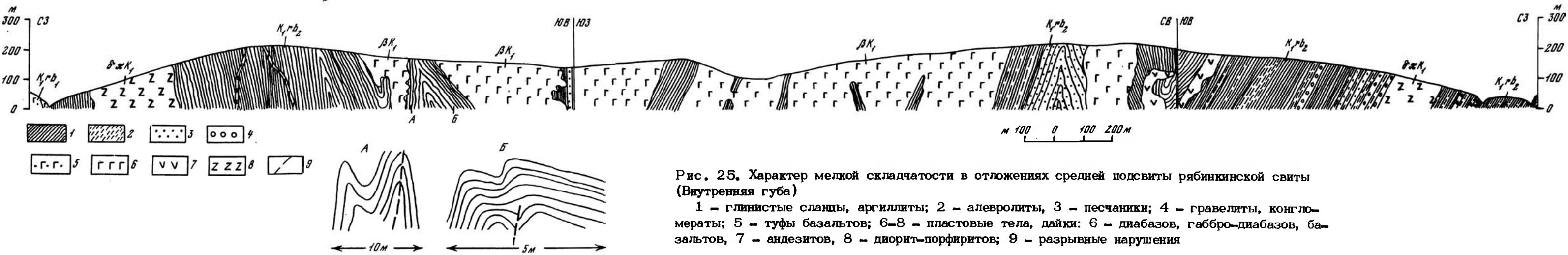


Рис. 25. Характер мелкой складчатости в отложениях средней подсвиты рябининской свиты (Внутренняя губа)
1 - глинистые сланцы, аргиллиты; 2 - алевролиты; 3 - песчаники; 4 - гравелиты, конгломераты; 5 - туфы базальтов; 6-8 - пластовые тела, дайки; 6 - диабазов, габбро-диабазов, базальтов; 7 - андезитов; 8 - диорит-порфиритов; 9 - разрывные нарушения



Рис. 26. Кальмачская вулканотектоническая депрессия, сложенная образованиями кытымской свиты. В центре депрессии дацитовый (З) и базальтовый (В) субвулканы
1 - базальты; 2 - базальтовые туфобрекчии и туфы; 3 - дациты (а), пепловые туфы (б); 4 - аргиллиты; 5 - алевролиты с остатками флоры; 6 - песчаники; 7 - конгломераты и гравелиты; 8 - разломы

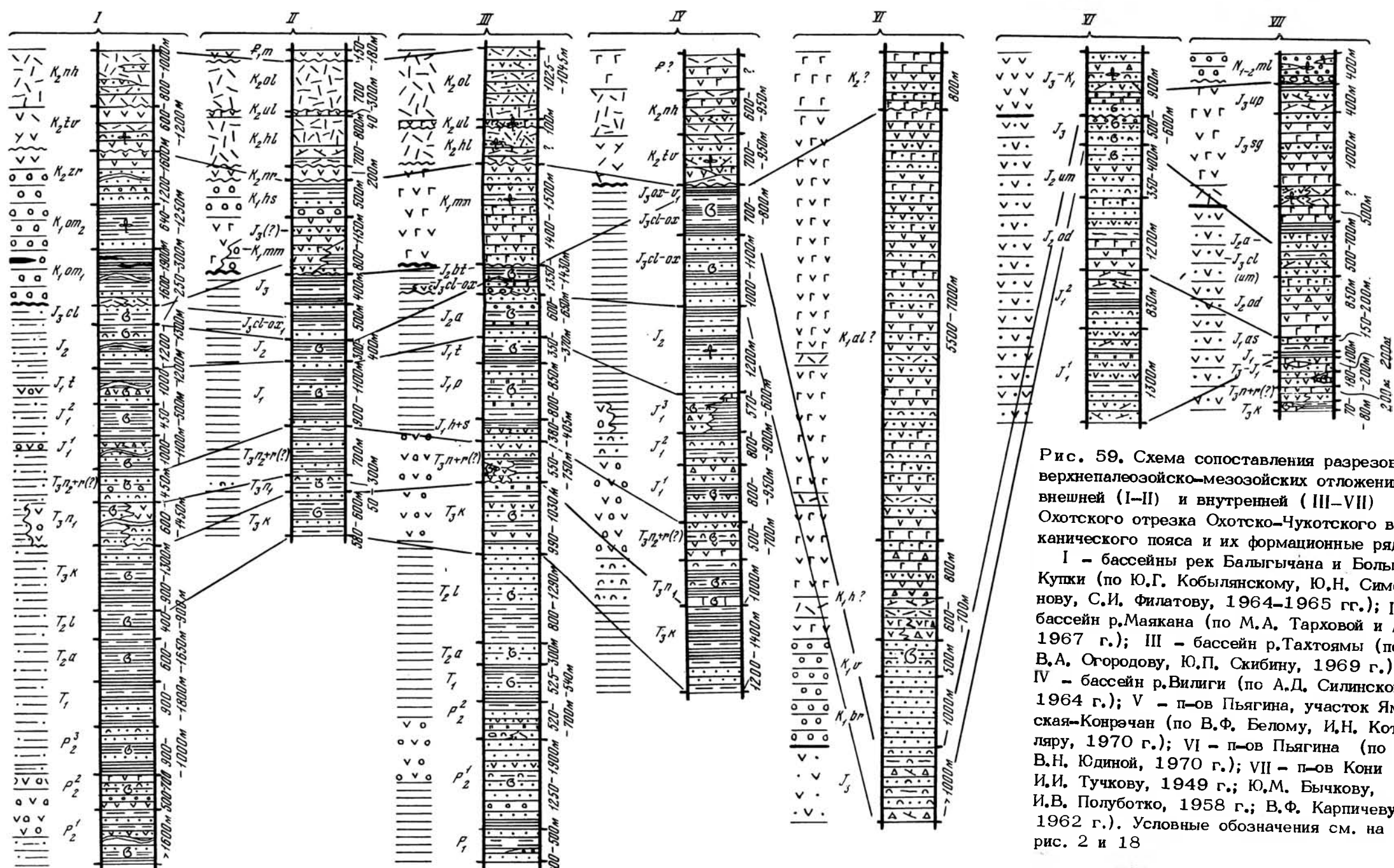


Рис. 59. Схема сопоставления разрезов верхнепалеозойско-мезозойских отложений внешней (I-II) и внутренней (III-VII) зон Охотского отрезка Охотско-Чукотского вулканического пояса и их формационные ряды
I - бассейны рек Балыгычана и Большой Кутки (по Ю.Г. Кобылянскому, Ю.Н. Симонову, С.И. Филатову, 1964-1965 гг.); II - бассейн р.Маякана (по М.А. Тарховой и др., 1967 г.); III - бассейн р.Тахтоямы (по В.А. Огородову, Ю.П. Скибину, 1969 г.); IV - бассейн р.Вилиги (по А.Д. Силинскому, 1964 г.); V - п-ов Пьягина, участок Ямская-Конречан (по В.Ф. Белому, И.Н. Котляру, 1970 г.); VI - п-ов Пьягина (по В.Н. Юдиной, 1970 г.); VII - п-ов Кони (по И.И. Тучкову, 1949 г.; Ю.М. Бычкову, И.В. Полуботко, 1958 г.; В.Ф. Карпичеву, 1962 г.). Условные обозначения см. на рис. 2 и 18

В чукотском отрезке пояса последовательность формирования кислых, средних и основных вулканических толщ несколько иная. Здесь сильнее проявился вулканизм, сравнительно слаба интрузивная деятельность, ярче выражена продольная и поперечная зональность строения пояса.

Однако в самые последние годы описанная этапность развития внешней зоны пояса пересматривается. В.А. Самылина (1973, 1974, 1975) выделила в развитии флоры Северо-Востока СССР с поздней юры по сеноман включительно семь крупных этапов и соответствующих им стратофлор. Ю.Г. Кобылянский (1974, 1975) развил представления о высокой скорости формирования не только кайнозойских, но и более древних, меловых вулканических толщ. Это позволило ряду исследователей прийти к выводу о кратковременном формировании пояса в течение среднего (позднего) альба – раннего сеномана (Белый, 1975). Единства взглядов по этому вопросу не существует.

Внутренняя зона Охотско-Чукотского вулканического пояса до недавнего времени была изучена значительно хуже внешней. В.Ф. Белый (1961) выделил ее впервые на чукотском отрезке пояса. Из-за неопределенности нижней возрастной границы пояса, отсутствия четкого определения понятия "вулканический пояс" и слабой изученности внутренняя зона до середины 60-х годов не выделялась на охотском отрезке пояса (полуострова Кони, Пягина, Тайгонос), где уже были установлены позднеюрско-меловые континентальные вулканогенно-молагассовые толщи. Почти не было сведений о строении основания внутренней зоны и соотношении с ним континентальных вулканогенных толщ. Между тем выяснение этих соотношений могло пролить свет на начальные этапы развития пояса и его тектоническую природу, которая до последнего времени разными исследователями трактуется по-разному.

Для ответа на эти вопросы в 1962 г. сотрудники Геологического института АН СССР М.С. Марков и Н.Б. Заборовская начали тематические исследования на п-ове Тайгонос, которые продолжались автором по 1968 г. включительно. Следует отметить, что к началу этих работ сведений о геологическом строении Тайгоноса было крайне мало; геологическая съемка масштаба 1:500 000 на его территории еще не закончилась, а масштаба 1:200 000 – не начиналась. На тектонических картах того времени Охотско-Чукотский пояс на Тайгоносе не выделялся, а сам полуостров относился к области мезозойской складчатости (Пушаровский, 1960; Тектоническая карта СССР..., 1957). Лишь в середине 60-х – начале 70-х годов на тектонических схемах Северо-Востока СССР территорию Тайгоноса стали относить к внутренней зоне Охотско-Чукотского вулканического пояса. При этом одни авторы рассматривают структуры центральной части п-ова Тайгонос как шовные структуры основания пояса и относят их к краевой зоне Яно-Кольмских мезозойских (Белый, Тильман, 1966; Тильман и др., 1969; Белый, 1971), другие относят территорию п-ова Тайгонос к области позднемезозойской или меловой складчатости (Аникеев, Титов, 1966; Аникеев и др., 1970; Марков и др., 1967).

В основу монографии положены материалы совместных с М.С. Марковым и личных исследований автора на территории п-ова Тайгонос в 1962–1968 гг. В работе также широко использованы данные мелко- и среднемасштабных геологических съемок Л.И. Тихомирова, Г.Е. Некрасова, В.А. Иванова, Н.А. Леоенко, тематических исследований И.Л. Лившиц (Жулановой) и работы первых исследователей Тайгоноса Е.С. Бобина, Ю.В. Климова, И.Р. Якушева, Г.Е. Черняка, В.С. Смолича, В.Н. Липатова и др. Работа выполнена в Лаборатории общей и сравнительной тектоники и магматизма под руководством докторов геолого-минералогических наук Н.А. Штрейса и М.С. Маркова.

СОВРЕМЕННЫЕ ВЗГЛЯДЫ НА ПРИРОДУ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

После выделения на Тектонической карте СССР (1956) Охотско-Чукотского вулканического пояса как самостоятельной крупной структуры и исследований Е.К. Устиева (1959 и др.) и других геологов, рассмотревших особенности тектоники и магматизма этого пояса, идея о существовании таких самостоятельных структурных зон, как вулканические пояса, была принята многими исследователями. В последние годы в различных частях Евразии выделен целый ряд вулканических поясов, список которых все пополняется. Тектонотипом их служит Охотско-Чукотский пояс.

Первые упоминания о нем мы находим в работах С.В. Обручева (1934, 1938), который описал "дугообразный разрыв", начинающийся у Охотска и кончающийся у Чаунской губы, и приуроченные к нему верхнемеловые и третичные изверженные породы. С.В. Обручев указал, что в конце нижнего мела Охотское побережье лежало на краю возникающей Ниппонской оросинклинали и в верхнем мелу представляло краевую часть материка. Касаясь вопросов происхождения пояса, он назвал его "древней вулканической дугой" и параллелизовал ее с современными островными дугами. С.В. Обручев писал, что дуги Риу-Киу, Японская, Курильская и Алеутская принадлежат к одному ряду, наиболее молодому, окаймляющему современный океан. Дуга Охотская представляет северный член другого (более древнего?) ряда дуг, которые лежат на краю континента и окаймляют внутренние моря. С.В. Обручев отнес Охотско-Чаунскую дугу к дуге тихоокеанского типа, которая расположена независимо от простирания прежних складчатых зон и обусловлена местоположением крупного дугообразного надвига.

На Тектонической карте СССР 1956 г. Охотско-Чукотский пояс изображен "окраинным поясом кайнозойской складчатости". Н.С. Шатский и А.А. Богданов в "Объяснительной записке" к этой карте (1957) отметили, что окраинный вулканогенный пояс может рассматриваться как образование начального этапа заложения геосинклинальных прогибов кайнозойской складчатости Тихоокеанского пояса, которые фиксируют местоположение зон крупных тектонических швов, отделявших с запада зарождавшуюся геосинклинальную площадь. Далее они указали, что в других частях земного шара подобные вулканические пояса еще не известны и, возможно, появление этого пояса вызвано спецификой строения Тихоокеанского полушария. На Тектонической карте СССР 1956 г. в состав пояса впервые включен Сихотэ-Алинский его отрезок. Несколько позже было установлено, что пояс продолжается далее на юго-восток в Корею и Катазию (Устиев, 1959).

А.А. Богданов (1959) по аналогии с окраинным вулканическим поясом Восточной Азии выделил в Центральном Казахстане краевой девонский вулканический пояс, протягивающийся по границе областей каледонской и варисийской складчатостей. Он подчеркнул, что оба пояса являются образованием начального этапа заложения геосинклинальных прогибов, резко срезающим различные структурные элементы более древней складчатости.

Вслед за этим были выделены вулканические пояса и в некоторых других районах Центральной Азии: Прибайкальский среднепротерозойский, Саянский девонский, Западно-Забайкальский мезозойский и др. (Хренов и др., 1965). Исследователи этих поясов предложили подразделять их на краевые (пограничные) и внутренние. Первые приурочены к глубинным разломам, расположенным по границе разновозрастных складчатых структур (Прибайкальский пояс); вторые развиты на гетерогенных блоках областей завершённой складчатости внутри складчатых поясов вне связи с разновозрастными геосинклиналями (Саянский, Западно-Забайкальский и др.). П.М. Хренов и Ю.В. Комаров (1968) выделили два типа вулканических поясов: геосинклинальные унаследованные и внегеосинклинальные наложенные; последние подразделены на внутриматериковые и окраинно-материковые.

А.А. Богданов, М.В. Муратов и В.Е. Хаин (1963) относят вулканические пояса к пограничным структурам. Они пишут, что платформы отделены от обрамляющих их геосинклиналей зонами тектонических швов глубокого заложения — краевыми швами. Краевые вулканические пояса, вероятно, представляют частный случай выражения краевых швов. Это широкие протяжённые зоны разломов, глубоко проникающие в глубь Земли и резко повышающие проницаемость земной коры магматическими расплавами. Краевые вулканические пояса образуются вдоль пограничных зон между разновозрастными складчатыми системами, связанными последовательностью развития.

Л.А. и Б.А. Снятковы (1958) вслед за С.В. Обручевым считают, что генетически Охотско-Чуанская гирлянда вулканических дуг аналогична современным островным дугам. Е.К. Устиев (1959) называет Охотско-Чукотский пояс самостоятельной структурной зоной, возникшей на границе между оформившейся в конце позднеюрского — начале раннемелового времени Колымско-Чукотской складчатой областью и зарождавшейся Охотско-Камчатской геосинклиналью. Он рассматривает пояс как краевую зону молодой Охотско-Камчатской геосинклинали. Е.К. Устиев подчеркивает, что структурный план пояса обнаруживает двойную зависимость как от молодых, так и от древних структурных направлений, а последовательность его геологического развития, характер магматизма и металлогении теснейшим образом связаны с эволюцией граничащей с ним Охотско-Камчатской геосинклинали. Е.К. Устиев считает, что геологические особенности пояса настолько ясно отличают его от остальных областей Северо-Восточной Азии, что необходимость выделения его в виде самостоятельной геоструктурной единицы первостепенного значения сомнений не вызывает. Он предлагает называть эту структуру окраинным Восточно-Азиатским тектоно-магматическим поясом и включать в его состав Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский и Восточно-Китайский вулканические пояса. Так же, как С.В. Обручев и Л.А. и Б.А. Снятковы, Е.К. Устиев относит пояс к древним вулканическим дугам, которые отличаются от современных вулканических дуг лишь стадией эволюции и местоположением каждой из систем относительно симатической области Тихого океана.

М.И. Ициксон и Л.М. Красный (1962), М.И. Ициксон, Л.М. Красный и В.Т. Матвеев (1965) выделяют в пределах Тихоокеанского подвижного пояса три типа "вулканитов": материковые, окраинно-материковые и островные. Они считают их наложенными структурами и связывают их образование с мощными длительно развивающимися зонами глубинных разломов, располагающихся в месте сочленения разнородных крупных структурных элементов, испытывающих движения противоположных знаков. Они считают эти пояса своеобразными дальневосточными эквивалентами передовых прогибов "классических" геосинклиналей. М.И. Ициксон (1964) пишет, что формирование Восточно-Азиатского пояса произошло в меловое время вдоль зоны разлома, которая чрезвычайно активизировалась в связи с заложением приохотских геосинклиналей.

Г.М. Власов (1966) также считает, что вулканические пояса связаны с разломами, возникающими у границы молодой геосинклинальной системы с более древней (граница поднятий и прогибов). Он подчеркивает наложенный

характер окраинных вулканических поясов и указывает, что Охотско-Чукотский пояс — эквивалент современных островных дуг.

М.С. Нагибина (1966), рассматривая особенности строения и развития Охотско-Катазиатского тектоно-магматического пояса, пришла к выводу, что он не является структурой геосинклинального типа, а структурное положение пояса, не зависящее от плана развития кайнозойских геосинклинальных складчатых систем западной окраины Тихого океана, не позволяет рассматривать его как окраинный пояс кайнозойской складчатости. М.С. Нагибина предлагает относить пояс к особому типу наложенной эпигеосинклинальной и эпиплатформенной краевой структуры Азиатского континента, прямых аналогов которой во внутренних частях Азии не имеется.

Среди исследователей Охотско-Чукотского вулканического пояса особое место принадлежит геологам Северо-Востока СССР, уже несколько десятилетий всесторонне изучающих его строение и геологическую историю. В.Ф. Белый и С.М. Тильман (1966) описывают Охотско-Чукотский вулканический пояс как редкий пример своеобразных тектонических образований северо-западной части Тихоокеанского кольца. Они указывают, что пояс не принадлежит ни к геосинклинальным, ни к платформенным, ни даже к орогенным тектоническим структурам. Возникновение пояса связано с подновлением глубоких разломов, существовавших еще до его формирования и образующих зону ранга продольных краевых швов. Развитие Охотско-Чукотского вулканического пояса, по мнению этих исследователей, причинно связано с геологической историей Анадырско-Корякской системы области кайнозойской складчатости. В.Ф. Белый и С.М. Тильман сделали вывод, что вулканический пояс относится к особой (новой) категории пограничных структур, которая по своему тектоническому положению напоминает многие краевые прогибы, но отличается от них не только строением и составом слагающих его геологических формаций, а главным образом временем своего образования, так как в отличие от краевых прогибов вулканический пояс начал формироваться не в орогенную, а еще в собственно геосинклинальную стадию развития Анадырско-Корякской геосинклинальной системы.

На Тектонической карте Северо-Востока СССР масштаба 1:2 500 000 (Белый и др., 1964) пояс изображен цветом кайнозойской складчатости. В более поздних работах В.Ф. Белый (1971, 1974) определяет вулканические пояса как крупные линейные структуры и (или) системы сравнительно мелких, также линейных, обычно кулисно расположенных друг относительно друга структур, сложенных существенно субаэральными вулканитами известково-щелочной серии, которые относятся к формациям орогенного класса. В.Ф. Белый предлагает выделять эпигеосинклинальные вулканические пояса мезозойд, возникшие на ранней стадии эпигеосинклинального орогенеза, которые в свою очередь подразделяются на пограничные и внутренние; Восточно-Азиатскую систему вулканических поясов и вулканические зоны внутренних частей мезозойд.

И.М. Сперанская (1962б, 1963б, 1964) относит Охотско-Чукотский пояс к образованиям орогенного этапа развития мезозойд.

Н.П. Аникеев и В.А. Титов (1966) вслед за Е.К. Устиевым называют пояс тектоно-магматической структурой, которая возникла на периферии Охотской геосинклинали в раннюю стадию ее развития, вероятно в юрское время, и развивалась одновременно с ней. Пояс связан с существованием длительно живущей зоны глубинных разломов типа краевого шва. Главнейшие события в Охотской складчатой области нашли отражение в геологической истории пояса. Н.П. Аникеев и В.А. Титов пишут, что Охотский пояс по истории развития и своему становлению может рассматриваться как окраинная зона поздне-меловой Охотской складчатой области. Но в то же время пояс резко отличается от охотид по строению, и поэтому он может рассматриваться так же, как и самостоятельная крупная структура Северо-Восточной Азии.

Н.А. Шило с соавторами (1973) предлагают следующую схему тектонической классификации вулканических поясов Восточной Азии: дейтероороген-

ные, возникшие в областях древней завершенной складчатости (в областях повторного орогенеза); протоорогенные (или эпигеосинклинальные), формирование которых происходило в период складчатости геосинклинальных систем; интрагеосинклинальные, образовавшиеся на средней стадии развития геосинклинальных систем в пределах внутренних геоантиклинальных поднятий; перигеосинклинальные, развившиеся в пограничных зонах молодых геосинклинальных систем с более древними разнотипическими тектоническими зонами (этот класс вулканогенных поясов приобретает значение самостоятельных структур земной коры). Вулканогенные пояса протоорогенного класса подразделяются на два типа: внутренние и пограничные. В составе перигеосинклинального класса различаются краевые вулканогенные пояса, образующиеся на средней стадии развития молодых геосинклинальных систем, и приматериковые (краевые) вулканические дуги, связанные с начальной стадией развития молодых геосинклинальных систем.

В "Тектонике Евразии" (1966) М.С. Нагибина и Ю.М. Пушаровский называют рассматриваемый вулканический пояс Чукотско-Катазатским и выделяют его в качестве особой структурной зоны, свойственной Тихоокеанскому сегменту земной коры и отсутствующей за его пределами. Они предлагают называть эту структурную зону краевой материковой шовной зоной. Ю.М. Пушаровский и М.С. Нагибина считают, что вулканический пояс — не геосинклинальная структура и не может сопоставляться с островными дугами.

Н.Г. Маркова (1968) выделяет два генетических типа вулканических поясов. Первый тип — это краевые пояса, связанные с заключительным (орогенным) этапом геосинклинального развития, закладывающиеся на геосинклинальном основании в унаследованных от более ранних этапов структурах, тесно связанные с крупными глубинными швами и располагающиеся внутри материка. Они известны в Казахстане, а также в других регионах Атлантического и Тихоокеанского секторов. Ко второму типу относится громадной протяженности окраинно-материковая шовная структура, наложенная на гетерогенное основание. Пояс расположен на материковой коре, на границе с корой переходного типа.

Важный вклад в изучение тектонической природы вулканических поясов внес А.А. Моссаковский (1965, 1968, 1969, 1970, 1972, 1973, 1975). Рассмотрев особенности пространственного размещения верхнепалеозойского субсеквентного вулканизма в варисийских складчатых областях Европы и Азии, он пришел к выводу, что орогенный вулканизм верхнепалеозойского времени локализован в субширотном поясе. Этот пояс надо рассматривать как типичный окраинный пояс, подобный Охотско-Чукотскому, который возник на южном, охваченном геосинклинальным процессом крае пракоинтента Евразии по границе его с праокеаном Тетисом перед фронтом зарождавшегося киммерийско-альпийского геосинклинального пояса. А.А. Моссаковский пишет, что магматические массы, давшие начало породам окраинных вулканических поясов, имели геосинклинальную природу, в то время как их пространственная локализация на земной поверхности в окраинных поясах обусловлена факторами общепланетарного значения и прежде всего интенсивными механическими деформациями и раздроблением окраин континентов. Время заложения этих зон магматической проницаемости, как и краевых вулканических поясов, четко коррелируется с эпохами горообразования во время орогенного этапа развития соответствующих складчатых геосинклинальных областей.

Авторы "Геологии СССР", т. XXX (1970) Н.П. Аникеев, А.П. Васьковский и другие относят Охотско-Чукотский вулканический пояс по времени возникновения к краевой вулканической структуре охотид, не являющейся, однако, аналогом краевых прогибов складчатых областей. По отношению к мезозоидам и массивам Охотско-Чукотский пояс рассматривается как после-складчатая наложенная структура. Возникновение его связывается с образованием системы разломов, отделявших области завершенной мезозойской складчатости и Колымо-Омолонского массива от Охотской геосинклинали.

Г.М. Фремд (1972), расширив понятие вулканических поясов, предлагает выделять следующие три их типа: унаследованные (геосинклинальные), формирующиеся на различных этапах развития геосинклиналей; наложенные (негеосинклинальные), формирующиеся в посторогенный этап в связи с активизацией глубинных разломов, возникающих на стыке разновозрастных тектонических структур, нередко испытывающих движения различных знаков (Восточно-Азиатский); унаследованно-наложенные (гессинклинальные – посторогенные), начинающие свое развитие либо на ранних, либо на более поздних этапах геосинклинального процесса, а заканчивающие его в посторогенный (послегеосинклинальный) этап.

Ю.М. Пушаровский (1972) в монографии, посвященной тектонике Тихоокеанского сегмента Земли, подчеркивает окраинно-материковую шовную природу вулканических поясов Тихоокеанского пояса и предлагает выделять их в качестве особого рода структурных образований земной коры. Причины образования этих поясов, по его мнению, связаны с тектоническим развитием тех зон земной коры, которые лежат между ними и ложем Тихого океана.

Из всех исследователей вулканического пояса, протягивающегося вдоль восточной окраины Азиатского материка, лишь один Б.А. Петрушевский (1964) не признает его существования как единого гигантского вулканического сооружения и считает, что в действительности там мы имеем дело с несколькими разновозрастными вулканическими поясами, частью подставляющими друг друга, частью находящимися на видимом продолжении один другого, но разобранными участками иного устройства. Б.А. Петрушевский полагает, что все эти вулканические пояса развивались независимо от соседних областей, в частности от Тихого океана. В подавляющем большинстве случаев они возникали и формировались вдоль зон крупных разломов глубокого заложения, разделявших структурные комплексы, в некоторых случаях – различные геотектонические зоны.

В последние годы на основании обобщения материалов по геологическому строению п-ова Тайгонос, Охотского региона, Пенжинского кряжа и смежных территорий автор и Г.Е. Некрасов (Заборовская и др., 1965, 1972; Гельман, Некрасов, 1968; Гельман и др., 1969; Некрасов и др., 1971; Некрасов, 1972, 1976; Заборовская, 1974; Заборовская, Некрасов, 1974; Заборовская, Некрасов, 1977) выделили в зоне перехода от мезозойско-кайнозойским структурам Корякского нагорья в направлении с северо-запада на юго-восток три согласно ориентированные складчатые системы (см. рис. 1), отличающиеся друг от друга возрастом складчатости, типом основания и формационными рядами. Этими системами являются Яно-Колымские мезозойды, Тайгоносско-Западно-Корякская позднемезозойская складчатая система (структуры северного побережья Охотского моря, полуострова Кони, Пьягина, Тайгонос, Северо-Западной Камчатки и Западной Корякии) и мезозойско-кайнозойские структуры центральной и восточной частей Корякского нагорья. Охотско-Чукотский вулканический пояс предлагается рассматривать как единый латеральный ряд орогенных вулканогенно-молассовых и гранитоидных формаций позднеюрско-мелового возраста, сформировавшийся в заключительные стадии развития позднемезозойской Тайгоносско-Западно-Корякской геосинклинальной системы в результате последовательной миграции орогенного магматизма с юго-востока на северо-запад, генетически связанный с развитием этой геосинклинальной системы, а пространственно приуроченный к краевой части мезозойского материка. Появление пояса закономерно и обусловлено его генетическим родством с позднемезозойской Тайгоносско-Западно-Корякской геосинклинальной системой, главная особенность которой заключается в заложении и развитии в раннем (?) палеозое-мезозое на границе континентального и океанического блоков земной коры.

Приведенный обзор существующих взглядов на природу вулканических поясов, разобранный в основном на примере Охотско-Чукотского вулканического пояса, показывает, что единства мнений до сих пор нет. Относительно места поясов в геосинклинальном процессе высказываются следующие суждения: 1) по-

яса – образования начального этапа заложения геосинклинальных прогибов, окраинные пояса складчатых зон (Тектоническая карта СССР..., 1957; Богданов, 1959; Устиев, 1959; Аникеев, Титов, 1966; Геология СССР, т. XXX, 1970); 2) пояса – образования орогенного этапа развития геосинклинальных зон (Сперанская, 1962 а, б, 1963 а–г, 1964; Заборовская и др., 1965; Маркова, 1968; Гельман и др., 1969; Моссаковский, 1970, 1973, 1975; Белый, 1971, 1974; Заборовская, Некрасов, 1977); 3) пояса – частный случай выражения краевых прогибов (Богданов и др., 1963; Ицксон, Красный, 1962; Белый, Тильман, 1966); 4) пояса – аналог современных островных дуг (Обручев, 1934, 1938; Л.А. Снятков, Б.А. Снятков, 1958; Устиев, 1959; Власов, 1966); 5) пояса – особая категория пограничных структур, не принадлежащая ни к платформенным, ни к геосинклинальным, ни к орогенным структурам (Белый, Тильман, 1966; Нагибина, Пушаровский, 1966; Нагибина, 1966; Пушаровский, 1972).

До начала 60-х годов большая часть территории п-ова Тайгонос была "белым пятном" на геологической карте Северо-Востока СССР. Основы стратиграфии развитых на Тайгоносе отложений были заложены в 1948 г. И.Р. Якушевым и Ю.В. Климовым. В 1963 г. Л.И. Тихомиров с соавторами существенно детализировали их стратиграфическую схему. С этого же времени началась планомерная среднемасштабная геологическая съемка полуострова. Детальную стратиграфическую схему отложений южной его части разработали Г.Е. Некрасов, Л.З. Липков, С.И. Бондарчук, М.Л. Гельман (Некрасов, 1972), северной и центральной части — В.А. Иванов с соавторами (1966–1967 гг.), Н.А. Леоненко, Г.Н. Логинова с соавторами (1968–1969 гг.) и И.Л. Лившиц (1968 г.; Жуланова, 1974а,б). С 1962 г. тематическими исследованиями на полуострове и разработкой стратиграфических схем отложений отдельных его районов занимались М.С. Марков и Н.Б. Заборовская.

Тайгонос сложен отложениями архея (?), нижнего (?) и среднего (?) палеозоя, верхней перми, триаса, юры, нижнего и верхнего мела, палеогена, плиоцена и четвертичными.

Анализ стратиграфических разрезов отложений, развитых в разных частях полуострова (см. рис. 18), и изучение литологических и фациальных особенностей слагающих их пород позволяют выделить в его пределах в направлении с северо-запада на юго-восток четыре зоны: Авековскую, Северо-Тайгоносскую, Южно-Тайгоносскую и Пенжинскую (см. рис. 19). Каждая зона характеризуется своим типом стратиграфического разреза, его полнотой, мощностью, фациальными и формационными особенностями отложений, поэтому для одновозрастных отложений эти зоны являются структурно-фациальными.

АВЕКОВСКАЯ ЗОНА

В строении Авековской зоны участвуют метаморфические образования архея (?) и нижнепалеозойские (?) отложения.

Архей. Архейские (?) образования развиты в бассейнах рек Авековы, Пылгина, Инчика, Малая Чайбуха, на правобережье Магуги. Существенный вклад в их изучение в разные годы внесли Е.С. Бобин, В.Н. Липатов, а также М.А. Мишкин и В.С. Шкодзинский (1967), И.Л. Лившиц (1972), Жуланова (1974а,б). Однако, следует отметить, что и к настоящему времени они изучены недостаточно. Послойных описаний разрезов нет. Установлено лишь, что они представлены разными плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, кальцифирами, сформировавшимися в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма и испытавшими последующую гранитизацию, еще более поздний относительно низкотемпературный кремнекалийевый метасоматоз и низкотемпературный диафторез (Жуланова, 1974а).

В.Н. Липатов, выделивший их в 1958 г. под названием авековского метаморфического комплекса, предложил подразделить последний на пургоносскую

(около 3000 м) и косовскую (1800–2000 м) серии. Нижняя часть разреза пургоносской серии представлена биотитовыми и биотит-гранатовыми плагиогнейсами, верхняя – постепенно сменяющими их биотит-гранат-силлиманитовыми, биотит-гиперстеновыми, биотит-гранат-гиперстеновыми и биотит-диопсидовыми плагиогнейсами. Косовская серия состоит из переслаивания роговообманковых и биотит-роговообманковых плагиогнейсов, диопсидовых и диопсид-роговообманковых плагиогнейсов, амфиболитов, лейкократовых плагиогнейсов гранулитового типа. Взаимоотношения пород пургоносской и косовской серий нигде не наблюдались. В.Н. Липатов предполагает, что контакт между ними проходит по разлому северо-западного направления, обнаруженному на левом берегу р. Авековы. Западнее разлома развиты породы косовской серии, восточнее – пургоносской. Характерной особенностью всех пород авековского комплекса является интенсивно выраженный диафторез.

Вопрос о возрасте метаморфических образований авековского комплекса окончательно не решен. На основании проведенного В.Н. Липатовым сопоставления с породами Алданского щита возраст их условно считается архейским. Данные определения калий-аргоновым методом абсолютного возраста пород комплекса дают слишком большой разброс цифр – от 79 до 2880 млн. лет. Лишь два определения: 2880 (по И.А. Загужиной, СВКНИИ) и 2760 млн. лет (Пнибиденко, 1969) – соответствуют архею.

Нижний палеозой. Образования раннепалеозойского возраста, описанные в 1958 г. Н.А. Леоненко на п-ове Вархалам, подразделены на две согласнo залегающие толщи: нижнюю, сложенную преимущественно кристаллическими сланцами, и верхнюю – карбонатную.

Нижняя толща (не менее 800 м) обнажена в нижнем течении руч. Земляного. Взаимоотношения ее с подстилающими породами не наблюдались. В нижней части разреза толща представлена темно-серыми полевошпат-кварцевыми и биотит-кварц-полевошпатовыми сланцами с единичными прослоями (до 10 см) мраморов, в верхней – кристаллическими сланцами. Верхняя толща (не менее 1000 м), обнажающаяся в нижнем течении руч. Земляного и в истоках руч. Сульфидного, представлена мраморами, доломитами и кварц-полевошпатовыми сланцами.

Возраст толщ Н.А. Леоненко считает условно раннепалеозойским на том основании, что слагающие их породы метаморфизованы и дислоцированы слабее, чем архейские (?). Ранее Г.Г. Колтовской и Б.А. Снятков относили их к синию.

СЕВЕРО-ТАЙГОНОССКАЯ ЗОНА

В строении Северо-Тайгоносской зоны участвуют отложения от нижнего (?) палеозоя до альба включительно (непрерывный разрез) и перекрывающие их со стратиграфическим и угловым несогласием палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения (см. рис. 18). Нижняя часть разреза, охватывающая нижнепалеозойские (?) – средневожские образования, сложена морскими и прибрежно-морскими терригенными, туфогенно-осадочными, вулканомиктовыми и реже вулканогенными отложениями, относящимися к геосинклинальному комплексу. В строении верхней верхневожско-альбской и палеогеновой части разреза участвуют вулканогенные, вулканогенно-осадочные и угленосные преимущественно континентальные отложения, составляющие орогенный комплекс. Между комплексами не установлено стратиграфического и углового несогласия. Молодые неогеновые и четвертичные отложения посторогенного комплекса в работе не рассматриваются.

Геосинклинальный комплекс

Нижний-верхний палеозой. Образования нижнего (?) – верхнего (?) палеозоя представлены верхнепылгинской толщей, впервые выделенной в 1957 г. В.Н. Липатовым и отнесенной им к протерозою – синию – нижнему кембрию. Толща занимает значительную площадь в северной части

п-ова Тайгонос в бассейнах рек Авековы, Пылгина и Большая Чайбуха и имеет тектонические контакты на севере с архейскими (?), а на юге – с верхнепермскими образованиями. В составе ее преобладают кератофиры и базокварцевые кератофиры, чередующиеся с эффузивами и туфами среднего и основного состава. Существенное значение имеют алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы, а также пластовые интрузии диабазов и амфиболизированных габбро. Под воздействием процессов динамометаморфизма и посттектонической перекристаллизации породы толщи интенсивно рассланцованы и изменены в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. При этом наиболее глубоко метаморфизованные породы расположены в центральной части площади распространения толщи, по направлению к периферии ее степень метаморфизма пород постепенно ослабевает. Несмотря на метаморфизм, первичные структурно-текстурные особенности пород толщи сохранены, что позволяет однозначно диагностировать исходные породы.

Наиболее полные разрезы толщи наблюдались на водоразделах р. Большая Чайбуха, руч. Встречного и р. Пылгина, а также в верховьях на правобережье р. Пылгина. И.Л. Лившиц (1968 г.) составила следующий сводный разрез толщи¹:

	Мощность, м
1. Зеленовато-серые туфогравелиты и мелкогалечные туфоконгломераты, неравномерно рассланцованные, с уплотненной галькой алевролитов, кремнистых сланцев, кварца и др.	400-600
2. Темно-серые кератофиры, порфировые, миндалекаменные, с маломощными прослоями филлитов	500-600
3. Зеленовато-серые, светло-зеленые туфогравелиты с гальками кремнистых сланцев, фельзитов и отдельными прослоями туфов среднего состава и покровами спилитов	200
4. Зеленовато- и желтовато-серые кератофиры, мелкопорфировые, массивные	200
5. Лиловато-серые филлитизированные алевролиты с прослоями желтовато-серых кремнистых сланцев	300
6. Желтовато-белые кератофиры и кварцевые кератофиры, крупнопорфировые, слабо рассланцованные	100-150
7. Зеленовато-серые туфы кислого состава, грубообломочные, рассланцованные, гуффиты, туфогравелиты	400-600
8. Темно-серые до черных алевролиты, гонкослоистые, чередующиеся с глинистыми сланцами	700-900

Суммарная мощность разреза 3000-3500 м.

В направлении на северо-восток в средней части разреза постепенно все большее значение приобретают породы основного состава: спилиты и сопровождающие их туфы. В отложениях толщи не найдено фаунистических остатков, поэтому вопрос о возрасте ее до сих пор остается дискуссионным. Выделивший толщу В.Н. Липатов относил ее к протерозою – синию – нижнему кембрию. Л.И. Тихомиров (1963 г.) считал ее образования раннепалеозойскими на том основании, что по степени метаморфизма они занимают промежуточное положение между докембрийскими и пермо-гриасовыми. И.Л. Жуланова (1974 а,б) относит верхнепылгинскую толщу к триасу – юре. По ее данным, она без углового несогласия с базальными конгломератами в основании ложится на отложения верхней перми, а галька слагающих ее пород присутствует в конгломератах верхней юры – нижнего мела.

Г.Е. Некрасов (1972), сначала считавший эту толщу каменноугольно-раннепермской, к настоящему времени понизил ее нижнюю возрастную границу до раннего палеозоя (Заборовская, Некрасов, 1977). Автор присоединяется к этой точке зрения, исходя из соображений структурного и формационного характера.

¹ Здесь и далее разрезы описаны снизу вверх.

Во-первых, слагающие нижнюю часть толщи породы относятся к спилито-кератофировой формации, которая встречается чаще всего в основании разрезов геосинклинальных комплексов. Поэтому и в данном случае всего логичнее поместить верхнепылгинскую толщу в основание разреза геосинклинального комплекса Северо-Тайгоносской зоны. Во-вторых, в последнее время (Заборовская, Некрасов, 1974) доказан ордовикский возраст толщи шаровых базальтов, спилитов, вариолитов, составляющих основание геосинклинального разреза Таловско-Майнского антиклинория, входящего вместе с палеозойско-мезозойскими геосинклинальными структурами п-ова Тайгонос в состав единой Тайгоносско-Западно-Корякской складчатой системы. Таким образом, спилит-базальтовая и спилит-кератофировая толщи составляют лагеральный ряд отложений, расположенных в основании разреза единой геосинклинальной системы, и, по-видимому, нижняя их возрастная граница должна быть разновозрастной – раннепалеозойской. Раннепермский возраст верхней возрастной границы верхнепылгинской толщи обосновывается тем, что вышележащая часть разреза представлена верхнепермскими отложениями.

Верхняя пермь. Верхнепермские отложения слагают западное побережье п-ова Тайгонос между реками Тополовкой и Большая Чайбуха, откуда протягиваются на северо-восток через верховья рек Малая Чайбуха, Большая Чайбуха и Пылгина и правобережье р. Инчика до руч. Озерного, а также тектонический блок между нижнеюрскими (?) и норийско-рэтскими (?) отложениями на водоразделе р. Кычувзвеема и руч. Тикаса. По литологическим признакам они разделены на две согласно залегающие толщи: нижнюю – сланцево-алевролитовую и верхнюю – конгломерато-песчаниковую (Заборовская и др., 1972).

Нижняя толща, очень однородная и фациально выдержанная, сложена черными глинистыми сланцами, алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, часто с примесью пирокластического материала, иногда известковистыми, переслаивающимися с редкими прослоями конгломератов и андезитовых туфов (рис. 2). Наиболее полный ее разрез описан в 1963 г. автором в морских береговых обрывах западного побережья п-ова Тайгонос между ручьями Глиняным и Куюлом:

Мощность, м

- | | |
|---|------|
| 1. Темно-серые, почти черные алевролиты, черные глинистые сланцы, черные и светло-зеленые мелкозернистые песчаники и туфопесчаники (сантиметры – метры). Из разных частей разреза собраны двустворки <i>Kolymia</i> (?) sp. indet. и гастроподы (определение В.М. Заводовского) | 1750 |
| 2. Светло- и темно-серые мелкозернистые туфопесчаники (1-2 – 15-20 см) с редкими прослоями черных мелкозернистых песчаников и конгломератов (до 1 м) | 300 |
| 3. Черные массивные мелкозернистые песчаники | 320 |

Видимая мощность разреза 2370 м.

В верховьях р. Большая Чайбуха из разных частей разреза толщи автором собраны двустворки *Kolymia irregularis* Lich., *Kolymia inoceramiformis* Lich. и гастроподы *Pleurotomaria* sp. indet., характерные, по заключению В.М. Заводовского, для омононского горизонта верхней перми. В.А. Иванов (1966 г.) обнаружил на левобережье верхнего течения р. Инчика и на водоразделе рек Тальнавеема и Пылгина остатки двустворок *Kolymia* sp. indet. и гастропод *Pleurotomaria* sp. indet., *Mourlonia* sp. (определение В.Г. Ганелина). На основании фауны, найденной в разных частях разреза нижней толщи, возраст ее считается позднепермским.

Верхняя толща распространена на западном побережье полуострова на берегах р. Тополовки, слагает правобережье руч. Глиняного, сохранилась отдельными пятнами в кровле гранитоидных массивов на водоразделе рек Малая Чайбуха и Большая Чайбуха, а также установлена в верховьях р. Малая Чайбуха, на ее правом берегу, в верховьях на левобережье р. Тальнавеема и на во-

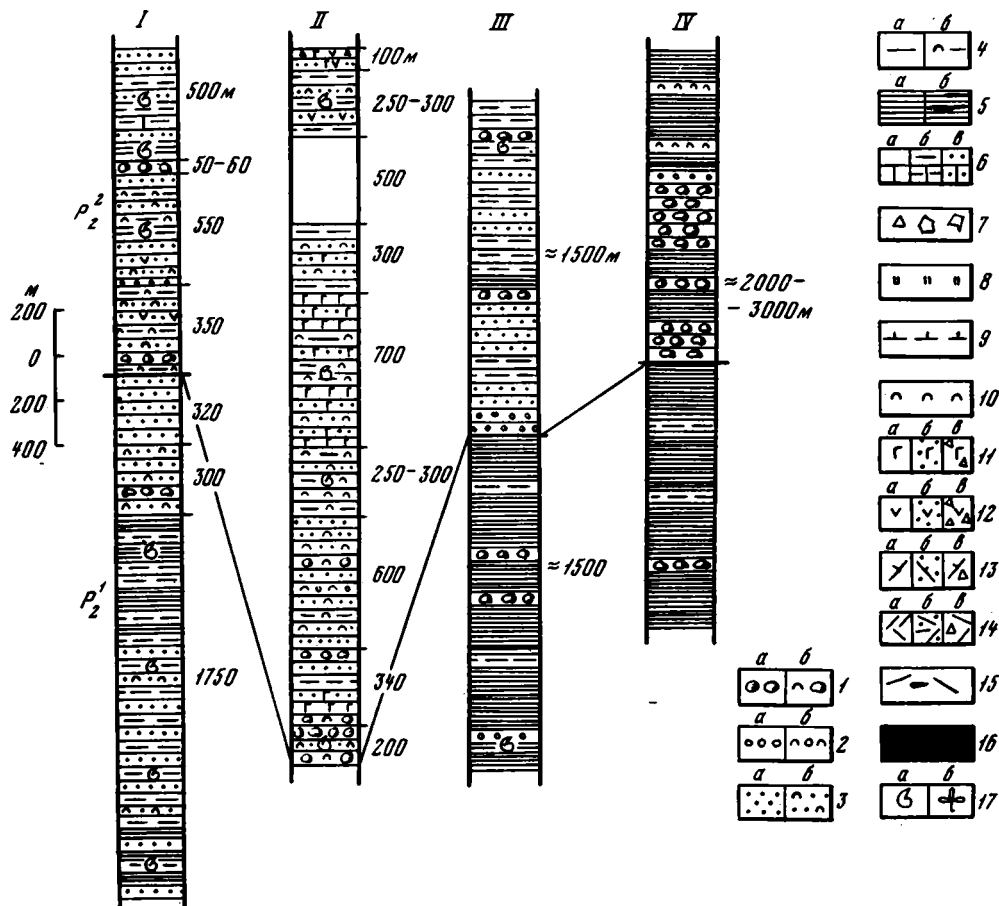


Рис. 2. Сопоставление стратиграфических разрезов отложений верхней перми Северо-Тайгоносской зоны

I – междуречье Глиняного и Тополовки (по Н.Б. Заборовской); II – водораздел р. Кычувэеема и руч. Тикаса (по Н.Б. Заборовской); III – верховья р. Пылгина (по Н.Б. Заборовской и В.А. Иванову); IV – водораздел ручьев Угрюмого и Озерного (по В.А. Иванову, 1967 г.). 1 – конгломераты (а), туфоконгломераты (б); 2 – гравелиты (а), туфогравелиты (б); 3 – песчаники (а), туфопесчаники (б); 4 – алевролиты (а), туфоалевролиты (б); 5 – песчано-глинистые и глинистые сланцы (а), то же с угольными прослоями (б); 6 – известняки (а), алевролитистые известняки (б), песчанистые известняки (в); 7 – брекчии; 8 – кремнистые сланцы; 9 – туффиты; 10 – пепловые туфы; 11 – базальты (а), их туфы (б), их агломератовые туфы (в); 12 – андезиты (а), их туфы (б), их агломератовые туфы (в); 13 – дациты (а), их туфы (б), их агломератовые туфы (в); 14 – липариты (а), их туфы (б), их агломератовые туфы (в); 15 – игнимбриты; 16 – ультрабазиты; 17 – места находок фауны (а) и флоры (б)

доразделе р. Кычувэеема и руч. Тикаса. Нижняя граница ее проведена по появлению в разрезе мощных горизонтов туфопесчаников и конгломератов. Толща сложена туфопесчаниками с невыдержанными горизонтами туфогравелитов, конгломератов, песчано-глинистых сланцев и туфоалевролитов (см. рис. 2). На большей части полуострова разрез ее существенных изменений не испытывает. Следует лишь отметить, что к югу от м. Морская Матуга и на южном берегу Тополовской бухты в разрезе возрастает роль грубообломочных пород и их туфогенных разностей. Резко фашиально отличный и значительно более

мощный разрез толщи установлен на водоразделе р. Кычувэеема и руч. Тикаса, где в составе отложений существенную роль играют базальты, андезито-базальты и их туфы.

На северном берегу Тополовской бухты автором описан следующий типичный разрез толщи:

	Мощность, м
1. Тонкое переслаивание темно- и светло-серых туфоалевролитов и туфопесчаников, иногда слабо известковистых (1-2 - 10 см), содержащих редкие прослои андезитовых туфов и отдельные прослои конгломератов (1-2 м)	350
2. Серые и зеленовато-серые туфопесчаники с редкими прослоями черных мелкозернистых песчаников и черных, светло-серых и зеленоватых алевролитов и туфоалевролитов с отпечатками колымий, туфогравелитов и андезитовых туфов.	550
3. Конгломераты (0,5-5 м) с подчиненными им по мощности прослоями туфопесчаников и алевролитов с отпечатками крупных (50-60 см) колымий	50-60
4. Черные тонкосланцеватые алевролиты и мелкозернистые тонкоплитчатые песчаники (0,1-2 м) с отдельными прослоями песчаных и глинистых известняков. В песчаниках и алевролитах собраны остатки двустворок <i>Kolymia cf. pterineaeformis</i> Porow и гастроподы	500

Общая мощность разреза 1450-1460 м. Выше согласно залегают песчано-глинистые отложения нижнего триаса.

Существенно вулканогенный разрез верхней толщи описан автором на водоразделе р. Кычувэеема и руч. Тикаса, где к югу от тектонического контакта с нижнеюрскими вулканитами вскрываются:

	Мощность, м
1. Темно-серые известковистые туфоконгломераты из хорошо окатанных, но плохо сортированных гальки и валунов (1-15 см) зеленых и фиолетовых базальтов, их туфов, реже - черных и серых алевролитов и песчаников с прослоями серовато-зеленых туфопесчаников (1-20 м), в которых собраны остатки двустворок <i>Kolymia irregularis</i> Lich., <i>Aviculopecten</i> sp. indet., <i>Pecten</i> (?) sp. indet., гастропод <i>Pleurotomaria</i> sp. indet., мшанок <i>Fenestella</i> sp. indet., брахиопод <i>Neospirifer chivatschensis</i> Zav., <i>Cancrinella</i> sp. indet., характерных, по заключению В.М. Заводовского, для оломонского горизонта верхней перми	200
2. Туфоконгломераты с прослоями (метры) зеленых и темно-серых базальтов и их туфов, черных алевролитов и песчаников	340
3. Зеленые разнозернистые песчаники с редкими прослоями серых и черных туфоалевролитов, серых туфопесчаников, туфогравелитов и туфоконгломератов (1-5 м)	600
4. Светло-серые известковистые туфоалевролиты с органогенными обломками в переслаивании со светло-серыми литокристаллокластическими туфами, известковистыми туфопесчаниками, туфогравелитами и туфоконгломератами (метры). В алевролитах собраны ископаемые остатки двустворок <i>Kolymia pterineaeformis</i> Porow, <i>Aviculopecten</i> (?) sp. indet. и др.	250-300
5. Зеленые и фиолетово-зеленые плагиобазальты и их туфы, переслаивающиеся с осадочными породами, аналогичными описанным в слое 4 (метры - десятки метров)	700
6. Серые и черные алевролиты и серые разнозернистые туфопесчаники с редкими прослоями зеленых базальтовых туфов	300
7. Перерыв в обнажении	500

8. Черные, зеленые и серые, реже - буровато-коричневые окварцованные алевриты с прослоями органогенных алевритов, темно-серых туфопесчаников, андезитовых туфов с остатками двустворок *Kolymia* sp. indet. и гастропод *Pleurotomaria* sp. indet. 250-300
9. Темно-зеленые вулканические брекчии и разнообломочные туфы андезито-базальтового состава с прослоями темно-зеленых андезито-базальтов и базальтов 100

Видимая мощность разреза 3240-3340 м. Верхи его не установлены. Возраст отложений на основании заключенной в них фауны, определявшейся В.М. Заводовским, позднепермский.

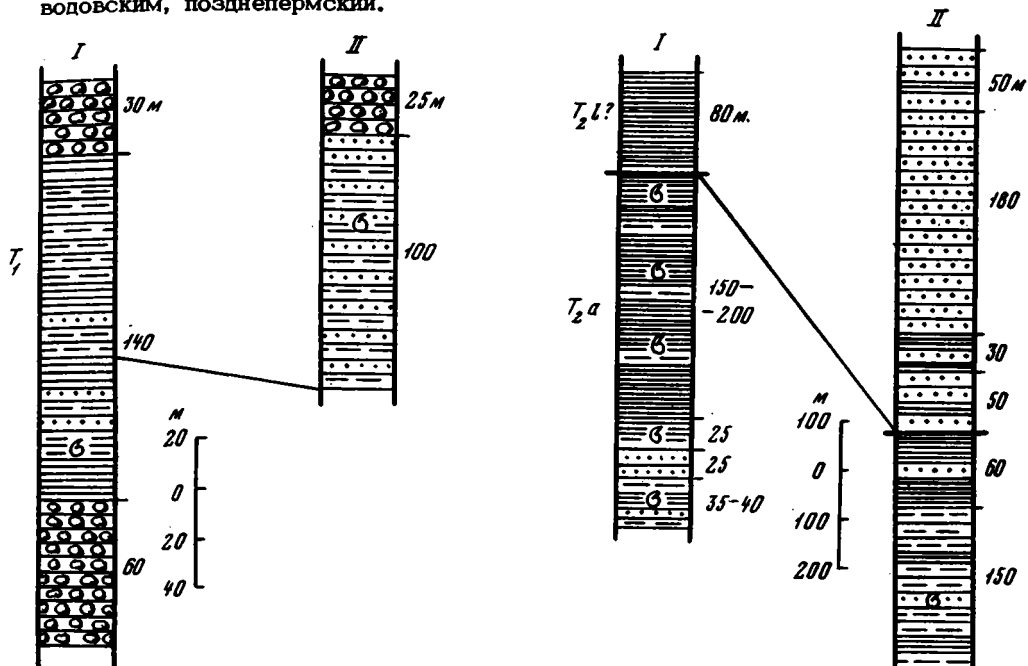


Рис. 3. Схема сопоставления стратиграфических разрезов отложений нижнего триаса Северо-Тайгоносской зоны

I - северный берег Тополовской бухты (по Г.Н. Логиновой, 1968 г.); II - верховья руч. Ледникового (по Н.А. Леоненко, 1969 г.)

Условные обозначения см. на рис. 2

Рис. 4. Схема сопоставления стратиграфических разрезов отложений среднего триаса Северо-Тайгоносской зоны

I - левобережье Тополовской бухты (по Н.Б. Заборовской); II - верховья руч. Ледникового (по Г.Н. Логиновой и Н.А. Леоненко, 1968-1969 гг.)

Условные обозначения см. на рис. 2

Триас. Отложения нижнего триаса, впервые выделенные в 1967–1968 гг. Г.Н. Логиновой и Н.А. Леоненко на северном и южном берегах Тополовской бухты, на западном побережье п-ова Тайгонос в 2 км к югу от о. Морская Магуга и в верховьях руч. Ледникового, представлены алевролитами, песчаниками, глинистыми сланцами с горизонтами конгломератов (рис. 3), соглас-но залегающими на подстилающих отложениях верхней перми. На северном берегу Тополовской бухты Г.Н. Логинова описала наиболее полный их разрез:

	Мощность, м
1. Черные конгломераты с пелитовым цементом из гальки (8–10 см) песчаников, темно-серых известково-глинистых сланцев, песчаных известняков и темно-серые более массивные конгломераты из гальки (4–25 см) андезитов, базальтов, реже – их туфов и осадочных пород	60
2. Темно-серые глинистые сланцы, полосчатые алевролиты, серые мелкозернистые полосчатые и пятнистые песчаники с остатками аммонитов <i>Prosphegites</i> sp. indet., <i>Nordophiceras</i> cf. <i>schmidti</i> (Mojs.), <i>N. cf. karpinskii</i> (Mojs.), <i>N. ex gr. olenekense</i> , <i>Karangatites</i> (?) sp. indet. (средняя часть оленекского яруса, по определению Ю.М. Бычкова)	140
3. Конгломераты из гальки темно-серых глинистых сланцев, светлых кремневых песчаников, реже – андезитов и диабазов с песчано-глинистым заполнителем	30

Общая мощность разреза и нижнего отдела в целом 230 м. Выше залегают отложения анизийского яруса среднего триаса. Литологически нижнетриасовые отложения очень выдержаны на всей площади их распространения.

В верховьях руч. Ледникового из отложений нижнего триаса Н.А. Леоненко собрал остатки аммонитов *Dieneroceras* vel *Karangatites* sp. indet., *Nordophiceras* cf. *olenekense* Popow и др. Эта и приведенная при описании разреза фауна, по заключению Ю.М. Бычкова, определяют возраст вмещающих слоев как позд-ноленекский. Возможно, что не содержащие фауну конгломераты нижней части тополовского разреза относятся к индскому ярусу. Не исключено и стратиграфическое несогласие на границе перми и триаса. Возраст же описанных отложений в целом автор считает раннетриасовым.

Среднетриасовые отложения, развитые в приустьевой части р. Тополовки и в верховьях руч. Ледникового, представлены монотонной фашиально выдержанной толщей черных и темно-серых глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников (рис. 4). Контакты среднетриасовых отложений с нижне- и верхнетриасовыми согласные. Нижняя граница их проводится в основании пачки глинистых сланцев и алевролитов с анизийской фауной. На левом берегу Тополовской бухты автором описан следующий разрез этих отложений (низы и верхи разреза здесь не вскрыты):

	Мощность, м
1. Черные и темно-серые глинистые сланцы, алевролиты, кварцитовидные песчаники (мерглы) с остатками аммонитов <i>Archonoceras</i> <i>triformis</i> (Mojs.), <i>Czekanowskites</i> <i>gastroplanus</i> (Popow) (определения Ю.М. Бычкова)	35–40
2. Серые кварцитовые песчаники	25
3. Темно-серые окварцованные алевролиты	10
4. Серые и черные глинистые сланцы и алевролиты с остатками аммонитов <i>Amphipopanoceras</i> sp. indet., <i>Stenopopanoceras</i> cf. <i>mirabilis</i> Popow, <i>Dieneroceras</i> (?) sp. indet. (определение Ю.М. Бычкова)	10–15
5. Черные глинистые сланцы и черные и серые алевролиты (от нескольких миллиметров до 1 м), содержащие пиритизированные песчаные конкреции округлой и линзовидной формы с диаметром от 2 до 5–8 см, толщиной в 3–4 см. Внутри	

многих из них обнаружены остатки аммонитов, представленные, по определению Ю.Н. Попова и Ю.М. Бычкова, следующими формами: *Arctohungarites triformis* (Mojs.), *A. cf. triformis* (Mojs.), *A. ex gr. triformis* (Mojs.), *A. cf. probus* Kipar., *A. (?) laevigatus* Popow, *A. cf. ventroplanus* Popow, *A. cf. ojunensis* Popow, *Amphipopanoceras zvetkovi* Popow, *A. cf. zvetkovi* Popow, *A. dzeiginensis* Voin., *Stenopopanoceras cf. mirabilis* Popow, *Parapopanoceras* sp. indet., *Czekanowskites gastroplanus* (Popow), *Frehites* sp. indet., *Hollandites* sp. indet., *Tropigastrites* sp. indet. и др. 150–200

6. Черные глинистые сланцы 80

Видимая мощность разреза 310–370 м.

Из этих же отложений Л.И. Тихомировым собраны аммониты *Amheonites* gen. indet., *Atractites* sp. (определения Ю.Н. Попова); Г.Н. Логиновой – *Ophiceratidae* или *Sphenopopanoceras*, *Palaeoncilio* sp. indet., *Beyrichites* (?) sp. indet. (определения Ю.М. Бычкова). По заключению Ю.Н. Попова и Ю.М. Бычкова, собранный в разрезе комплекс форм аммоноидей определяет анизийский возраст вмещающих отложений. Автор считает возраст отложений приведенного разреза среднетриасовым нерасчленным на том основании, что верхняя пачка разреза не содержит органических остатков и по стратиграфическому положению не исключен ее ладинский возраст. Общая мощность среднетриасовых отложений в Тополовской бухте 650 м, в верховьях руч. Ледникового – около 1000 м (см. рис. 4).

Отложения позднеэриасового возраста подразделяются на карнийские и норийско-рэтские (?) нерасчленные. Отложения карнийского яруса впервые выделил Н.А. Леоненко в 1967 г. (Заборовская и др., 1972) в верховьях руч. Ледникового, а также в истоках р. Кенгевеема. Они представлены серыми глинистыми сланцами с маломощными прослоями песчаников и алевролитов, согласно залегающими на среднетриасовых отложениях. Наиболее полный разрез их изучен Н.А. Леоненко на правом берегу руч. Ледникового (подосва отложений здесь не установлена):

Мощность, м

1. Серые до светло-серых глинистые сланцы, волнисто-слоистые, с остатками двустворок *Halobia cf. austriaca* Mojs., *H. cf. zitteli* Lind. и брахиопод *Spiriferina* sp. indet. (определение А.М. Корольковой) 60
2. Серые алевролиты и глинистые сланцы, параллельнослоистые, с отчетливыми волноприбойными знаками 220
3. Темно-серые, серые и зеленоватые-серые глинистые сланцы и алевролиты с прослоями серовато-зеленых мелкозернистых и алевролитистых песчаников (0,5 м) 120

Общая видимая мощность разреза и яруса 400 м. Возраст описанных отложений определен как карнийский на основании найденной в них фауны и залегания их под норийскими отложениями.

Вслед за Л.Д. Кипарисовой с соавторами (1966) автор относит отложения, заключенные между карнийскими и лейасовыми, к норийско-рэтским (?) нерасчленным. В некоторых наиболее хорошо изученных разрезах их удается по комплексам фауны подразделить на норийские (монокисовая толща) и верхненорийско-рэтские (?) (надмонокисовая толща).

Фаунистически охарактеризованные норийско-рэтские (?) отложения протягиваются от истоков руч. Ледникового и р. Кенгевеема в верховья р. Кычүвэеема, они установлены также на правом берегу р. Тальнавеема, в ее верховьях, и на левом водоразделе р. Тальнавеема. Условно к отложениям этого возраста относят лишенную остатков фауны толщу грубообломочных пород, слагающих водораздел рек Большая Чайбуха и Тальнавеема (рис. 5).

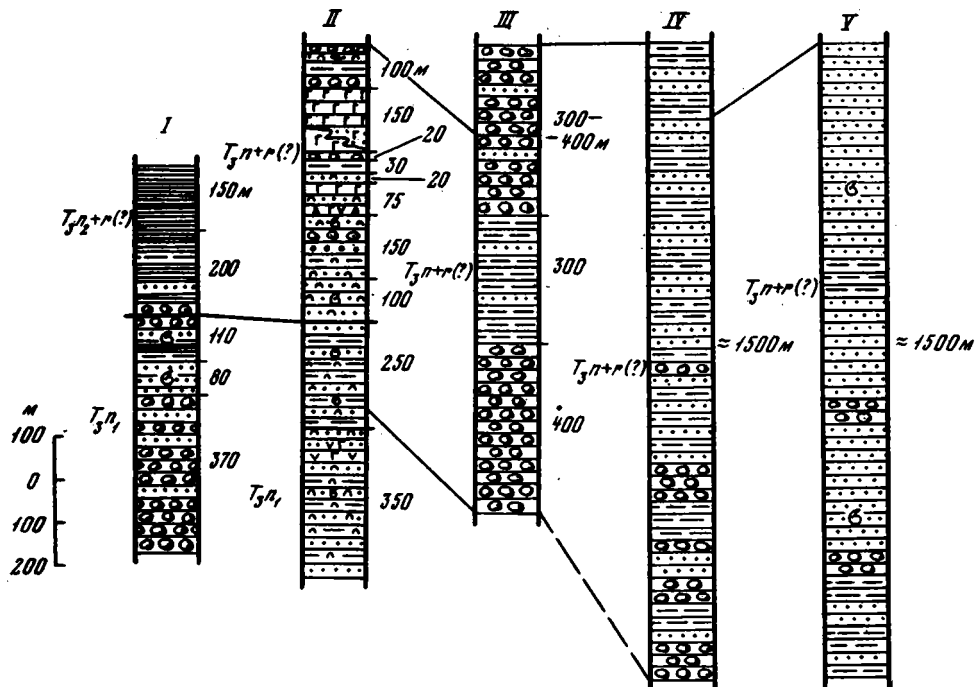


Рис. 5. Схема сопоставления стратиграфических разрезов отложений норийского и ретского (?) ярусов верхнего триаса Северо-Тайгоносской зоны

I – истоки р.Кенгевеема (по Г.Н. Логиновой, 1968 г.); II – правобережье верховьев р.Кычувеема (по Н.Б. Заборовской); III – верховья р. Большая Чайбуха (по Н.Б. Заборовской); IV – верховья р.Тальнавеема (по В.И. Иванову, 1967 г.); V – левобережье низовьев р.Тальнавеема (по В.А. Иванову, 1967 г.)

Условные обозначения см. на рис. 2

Норийско-ретские (?) отложения представлены фациально изменчивой толщей песчаников, гравелитов, конгломератов, алевролитов, часто со значительной примесью пирокластического материала, глинистых, углисто-глинистых и песчано-глинистых сланцев с резко подчиненными им по мощности покровами базальтов, андезито-базальтов и их туфов. Нижняя граница ярусов проводится по появлению отложений с ранненорийской фауной. Контакт норийско-ретских (?) отложений с карнийскими согласный, но в верховьях р. Кенгевеема и руч. Ледникового в их основании установлен незначительный размыв.

В истоках р. Кенгевеема Г.Н. Логиновой описан следующий разрез норийско-ретских (?) отложений:

	Мощность, м
1. Конгломераты из гальки андезитов и осадочных пород, внизу пестрые, сверху серые мелкогалечные с прослоями (до 15 м) светло-серых разнозернистых песчаников	370
2. Серые плитчатые разнозернистые песчаники с двустворками <i>Oxitoma</i> sp. indet., <i>Monotis</i> sp. indet., <i>Tosapecten</i> sp. indet., <i>Lima</i> sp. indet., <i>Gryphaea</i> sp. indet.	80
3. Черные глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников (0,2–0,5 м) и алевролитов, сверху с прослоями (до 3 м) мелкогалечных конгломератов из гальки осадочных пород. В слое собраны двустворки <i>Oxytoma</i> cf. <i>mojsisovicsi</i> Tell., <i>Monotis</i> ex gr. <i>ochotica</i> (Keys.), <i>Tosapecten</i> cf. <i>hiemalis</i> (Tell.), <i>Lima</i> sp. indet., <i>Palaeopharus</i> cf. <i>buriji</i> Kipar. и др. (определение А.М. Корольковой)	110

4. Черные углисто-глинистые сланцы (до 15 м) с прослоями алевролитов (0,4-4 м), серых мелкозернистых песчаников (до 10 м) и мелкогалечных конгломератов из гальки осадочных пород (до 4 м) 200
5. Серые, серовато-зеленые глинистые сланцы 150

Мощность разреза 910 м. Приведенная в разрезе фауна свидетельствует о норийском возрасте вмещающих отложений (монотисовая голща). Два верхних слоя разреза, лишенных фауны, условно считаются верхненорийско-рэтскими (?) на основании их стратиграфического положения над монотисовыми слоями и ниже нижнеюрских (?) образований. Таким образом, возраст всех описанных отложений скорее всего норийско-рэтский (?).

Северо-восточнее на правом берегу р. Кычувзеема в ее верхнем течении встревается более полный разрез норийско-рэтских (?) отложений, слагающих тектонический блок, зажаты между верхнепермскими и среднеюрскими отложениями. Особенностью их является отсутствие в низах разреза конгломератовой пачки, появление в разрезе андезито-базальтов, базальтов и их туфов и отчетливое подразделение на монотисовую и надмонотисовую голщи. Низы и верхи разреза здесь отсутствуют. К югу от тектонического контакта с верхнепермскими породами, по наблюдениям автора, вскрываются:

Мощность, м

1. Зеленовато-серые известковистые разномзернистые песчаники и туфоалевролиты, в верхней части пачки фиолетово-красные туфопесчаники и туфогравелиты с редкими прослоями андезито-базальтов и их туфов. В туфопесчаниках и алевролитах собраны остатки брахиопод *Piarorhynchia* sp. indet. и двустворок *Oxytoma* ex gr. *mojsisovicsi* Tell., *Monotis ochotica* (Keys.), *Tosapecten* sp. indet., а по простиранию пачки из тех же слоев - двустворки *Monotis ochotica* var. *sparsicostata* Tell. 350
2. Серовато-голубые и серовато-зеленые туфопесчаники и туфоалевролиты с остатками брахиопод *Spiriferina* sp. indet., *Kolymithyris* sp. indet. и двустворок *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *Oxytoma* sp. indet. (*O. ex gr. omolonense* Kipar.), *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica* var. *pachypleura* Tell., *M. ochotica ambigua* Tell., *M. ochotica* var. *sparsicostata* Tell., *Monotis* sp., *Aequipecten? koniense* Tuchk., *Palaeopharus buriji* Kipar., *Lima paumanni kolymaensis* Polub., свидетельствующих, по заключению И.В. Полуботко и Ю.С. Репина, определивших фауну, о норийском возрасте вмещающих отложений. 250

Общая видимая мощность приведенного разреза норийских отложений (монотисовая голща) 600 м. Выше согласно залегают:

3. Светлые серовато-зеленые и серовато-голубые плотные маассивные неслоистые разномзернистые туфопесчаники 100
 4. Те же, но слоистые туфопесчаники и туфоалевролиты с редкими прослоями фиолетово-бурых туфопесчаников, туфогравелитов и конгломератов (10-30 см) 150
- Из слоев 3-4 собраны брахиоподы: *Piarorhynchia* cf. *atrata* Dugis, *Lepismatina* vel *Zugmayerella* sp. indet., *Spiriferina* sp., *Kolymithyris* sp. indet., двустворки: *Oxytoma* ex gr. *scanica* (Lundgr.), *Oxytoma* sp. indet., *Meleagrinea* sp. (*M. ex gr. formosa* Vozin), *Entolium* ex gr. *kolymaense* Kipar., *E. kolymaense* Kipar., *Chlamys* (*Chlamys*) sp. indet., *Tosapecten* sp. indet., *Lima transversa* Polub., *Gryphaea keilhau* var. *omolonensis* Kipar. et Vjalov, *Minetrigonia nalivkini* (Tuchk.), *M. cf. anadyrensis* Kipar., *Anodontophora* sp. indet., *Palaeopharus* ex gr. *buriji* Kipar., *Palaeopharus* sp., *Ochotomya anmandukanensis* (Tuchk.) и гастроподы.
5. Песчаники-ракушняки 1

6. Фиолетово-зеленые базальтовые брекчии, темно-зеленые базальты, часто миндалекаменные, с редкими прослоями туфогенно-осадочных пород	75
7. Серовато-зеленые среднезернистые туфопесчаники	20
8. Черные алевролиты с растительным детритом, в средней части — 10-метровый прослой черных конгломератов из гальки осадочных пород	30
9. Конгломераты из гальки и валунов (0,5–30 см) базальтов, андезитов-базальтов, серых и черных алевролитов, кварца, сцементированных алевро-пелитовым цементом типа соприсосновения	20
10. Темно-зеленые миндалекаменные базальты с линзами спекшихся туфов	150
11. Серовато-зеленые конгломераты, аналогичные конгломератам слоя 10, с редкими прослоями черных алевролитов (до 10 м), в верхах слоя — с прослоями серовато-зеленых грубозернистых туфопесчаников (1–5 м) с остатками брахиопод <i>Piarorhynchia</i> sp. и двустворок <i>Tosapecten</i> ex gr. <i>efimovae</i> Polub. По простиранию толщи из того же слоя собраны двустворки <i>Oxytoma</i> ex gr. <i>mojsisovicsi</i> Tell., <i>Entolium kolymaense</i> Kipar., <i>Tosapecten</i> sp. indet., <i>Gryphaea</i> ex gr. <i>keilhau</i> Boehm., <i>Lima</i> sp. indet.	100

Фауна, собранная в слоях 4–11, по заключению И.В.Полуботко и Ю.С.Репина, характеризует верхненорийско-рэтские (?) слои (надмонотисовая толща). Мощность их в описанном разрезе 646 м. Общая мощность норийско-рэтских (?) отложений на левобережье р. Кычуваеема около 1250 м.

Северо-восточнее, в бассейне р. Тальнавеема, к образованиям норийско-рэтского (?) возраста условно отнесена толща (500–700 м) конгломератов, песчаников и алевролитов, слагающих полосу 1,5–2,5-километровой ширины, протягивающуюся из верховьев р. Большая Чайбуха к истокам рек Пыггина и Тальнавеема. Основанием к их выделению послужила находка в истоках р. Большая Чайбуха обломка *Monotis* ? ex gr. *scutiformis* (Tell.) (определения Ю.М.Бычкова, сборы Н.Б.Заборовской). В аналогичных по литологическому составу отложениях, зажатых в тектоническом блоке среди песчано-сланцевых пород средней юры в верховьях на правобережье р. Тальнавеема, В.А.Ивановым собраны в одной точке остатки брахиопод *Rhynchonellidae* gen. indet. и двустворок *Oxytoma koniense* Tuchk., *Tosapecten* sp. indet., *Entolium* ex gr. *kolymaense* Kipar., *Lima* ex gr. *supdupla* Stopp., *Cardita* sp. indet., *Minetrigonia* cf. *nalivkini* (Tuchk.), *Narpar* sp. indet., *Palaeopharus* sp. indet., *Ochotomya* ? cf. *terehovae* Polub., *Gryphaea* sp. indet., в другой — брахиопод: *Spiriferina* sp., *S. lato*, *Zeilleria* sp., *Rhynchonellidae* gen. indet. и двустворок: *Oxytoma* cf. *koniense* Tuchk., *O. mojsisovicsi* Tell., *Tosapecten* sp. indet., *Lima* ex gr. *subdupla* Stopp., *Lima* ? cf. *acutecostata* Tuchk., *Bireiomya* ? sp. indet., *Gryphaea* ex gr. *keilhau* Boehm., *Narpar* ? sp. indet. Оба комплекса фауны, по заключению И.В.Полуботко, определяют, "вероятно, поздненорийско-рэтское время".

И, наконец, в нижнем течении р. Тальнавеема, в бассейне руч. Старта, вскрыта верхняя часть разреза отложений норийско-рэтского (?) ярусов, представленная песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с редкими маломощными горизонтами мелкогалечных конгломератов мощностью не менее 1000 м. Здесь, по данным В.А.Иванова (1967 г.), собраны остатки брахиопод *Spiriferina* sp., *Zeilleria* sp., двустворок *Leda* sp. indet., *Bakewellia* aff. *monobensis* Nakas., *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *Meleagrinnella* ex gr. *formosa* Vozin., *Tosapecten* cf. *efimovae* Polub., *Lima* ex gr. *supdupla* Stopp., *L. sp.* (*L. ex gr. acutecostata* Tuchk.), *Minetrigonia* cf. *nalivkini* (Tuchk.), *M. anadyrensis* Kipar., *Palaeopharus* ex gr. *buriji* Kipar., *P. magadanicus* Bytschk., *Dentalium* sp. indet. и гастропод *Pleurotomaria* ? sp. indet. Этот комплекс фауны, по заключению И.В.По-

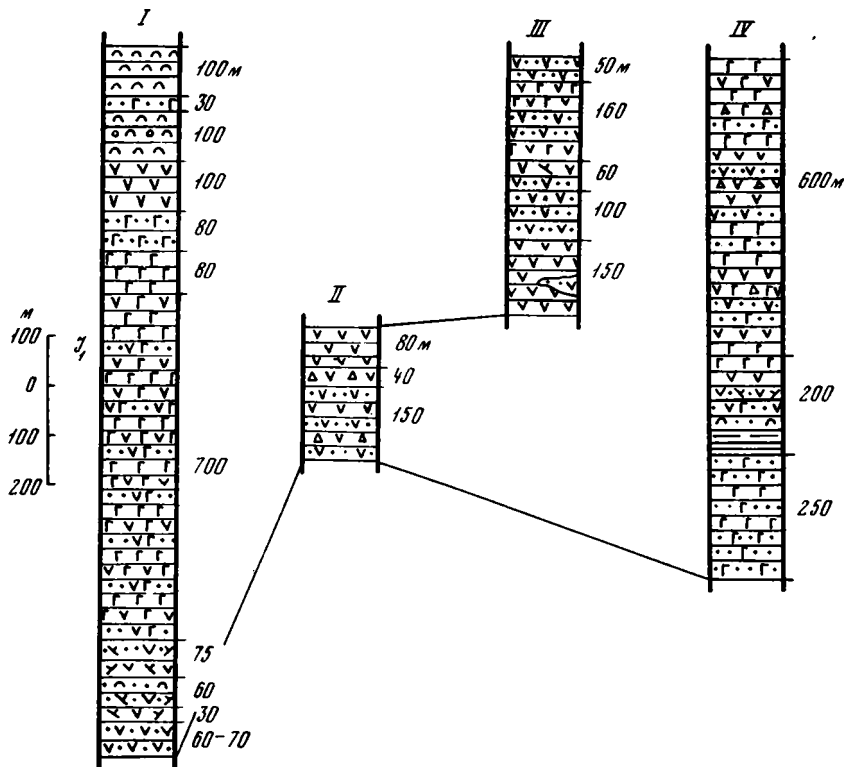


Рис. 6. Схема сопоставления стратиграфических разрезов отложений нижней юры Северо-Тайгоносской зоны

I – северный берег бухты Имповеем (по Г.Е. Некрасову и Н.Б. Заборовской); II – верховья руч. Куюла (по Г.Н. Логиновой и Н.А. Леоненко, 1968 г.); III – водораздел р.Малая Чайбуха и руч. Ледникового (по Н.А. Леоненко и Г.Н. Логиновой, 1968 г.); IV – водораздел рек Большая Чайбуха и Тальнавеема (по Н.Б. Заборовской)

* Условные обозначения см. на рис. 2

луботко, определяет позднеюрско-рэтский (?) возраст вмещающих отложений (надмонотисовая толща).

Юра. Нижнеюрские отложения, впервые выделенные в 1967 г. Н.А. Леоненко и Г.Н. Логиновой, протягиваются полосой северо-восточного простирания от р. Тополовки до р. Кенгевеема и слагают западную половину п-ова Глиняного, северную и южную части п-ова Халпили, северное побережье бухты Имповеем, водораздел в верховьях рек Большая Чайбуха, Кычувеема и Тальнавеема и отдельные тектонические блоки в среднем течении р. Тальнавеема и руч. Луч (рис. 6).

Нижнеюрская толща в целом вулканогенная, отличается большой фациальной изменчивостью и пестротой состава вулканитов в разных частях полосы их распространения. Так, в южной части п-ова Халпили в ее составе преобладают андезит-базальты и их туфы, а в северной, наряду с ними, встречаются андезиты и андезит-дациты. На п-ове Глиняном, расположенном севернее, толща имеет еще более кислый состав и представлена липарито-дацитами, дацитами, андезит-дацитами и их туфами. Далее к востоку, в истоках рек Большая Чайбуха, Кычувеема и Тальнавеема, к нижнеюрским образованиям отнесены пироксеновые базальты и их туфы с редкими прослоями и линзами осадочных пород. В отдельных частных разрезах появляются прослойки туфоконгломератов из окатанной гальки и валунов (до 15 см в диамет-

ре) пироксеновых базальтов и андезито-базальтов, сцементированных туфопесчаниками и туфогравелитами. Местами осадочные породы из состава толщи исчезают.

Один из разрезов толщи вскрыт на западном побережье п-ова Тайгонос в северной части бухты Имповеем, где, по данным Г.Е. Некрасова и наблюдениям автора, к северо-западу от тектонического контакта со среднеюрскими отложениями развиты:

	Мощность, м
1. Крупнообломочные туфы андезитового состава, содержащие в подошве обломки аргиллитов	60-70
2. Светло-серые афанитовые андезито-дациты и их туфы, тонко переслаивающиеся с туфопесчаниками и туфоалевролитами . .	165
3. Чередование темных зеленоватых и зеленовато-бурых андезито-базальтов и базальтов (3-5 - 20-30 м) с пачками их крупнообломочных туфов	700
4. Массивные темно-зеленые базальты	80
5. Темные зеленовато-бурые и зеленоватые лапиллиевые туфы основного состава	80
6. Афировые темно-серые андезиты	100
7. Тонкослоистые пепловые и мелкообломочные туфы с прослоями туфогравелитов	100
8. Темные серовато-зеленые лапиллиевые туфы основного состава	30
9. Частое чередование (сантиметры - метры) массивных тонкослоистых пепловых и тонкообломочных туфов	100

Суммарная видимая мощность всей толщи около 1500 м. Севернее, в верховьях руч. Куюла, мощность близкой по составу толщи, по данным Г.Н. Логиновой и Н.А. Леоненко, падает до 800 м.

В составе разреза толщи, описанной автором в истоках р. Большая Чайбуха, преобладают пироксеновые базальты и их разнообломочные туфы с резко подчиненными им по мощности прослоями андезито-базальтов, андезитов и их туфов:

	Мощность, м
1. Темные зеленовато-серые и серые разнообломочные туфы пироксеновых базальтов с редкими прослоями темно-серых порфировых базальтов (до 2 м)	250
2. Чередование черных окварцованных аргиллитов и алевролитов и зеленовато-серых туфопесчаников с прослоями зеленовато-серых андезито-базальтовых и андезитовых туфов, реже - с покровами пироксеновых базальтов и андезитов. . .	200
3. Зеленовато-серые пироксеновые базальты, андезиты, их разнообломочные туфы и вулканические брекчии	600

Общая видимая мощность разреза 1050 м.

Определенных остатков фауны и флоры в вулканогенных породах толщи не обнаружено. Поэтому раннеюрский возраст ее принят условно на том основании, что в нескольких местах установлено согласное залегание слагающих ее вулканитов на охарактеризованных фауной верхнетриасовых песчаниках и, по видимому, согласное налегание на вулканогенные породы толщи среднеюрских осадочных пород, содержащих фауну.

К среднему отделу юрской системы относятся монотонные песчано-сланцевые отложения, выдержанные по мощности и богатые фаунистическими остатками, которые протягиваются полосой северо-восточного простираения через п-ов Тайгонос от зал. Среднего на западе до Пенжинской губы на востоке. По литологическим признакам они подразделены на две согласно залегающие толщи (Заборовская и др., 1972).

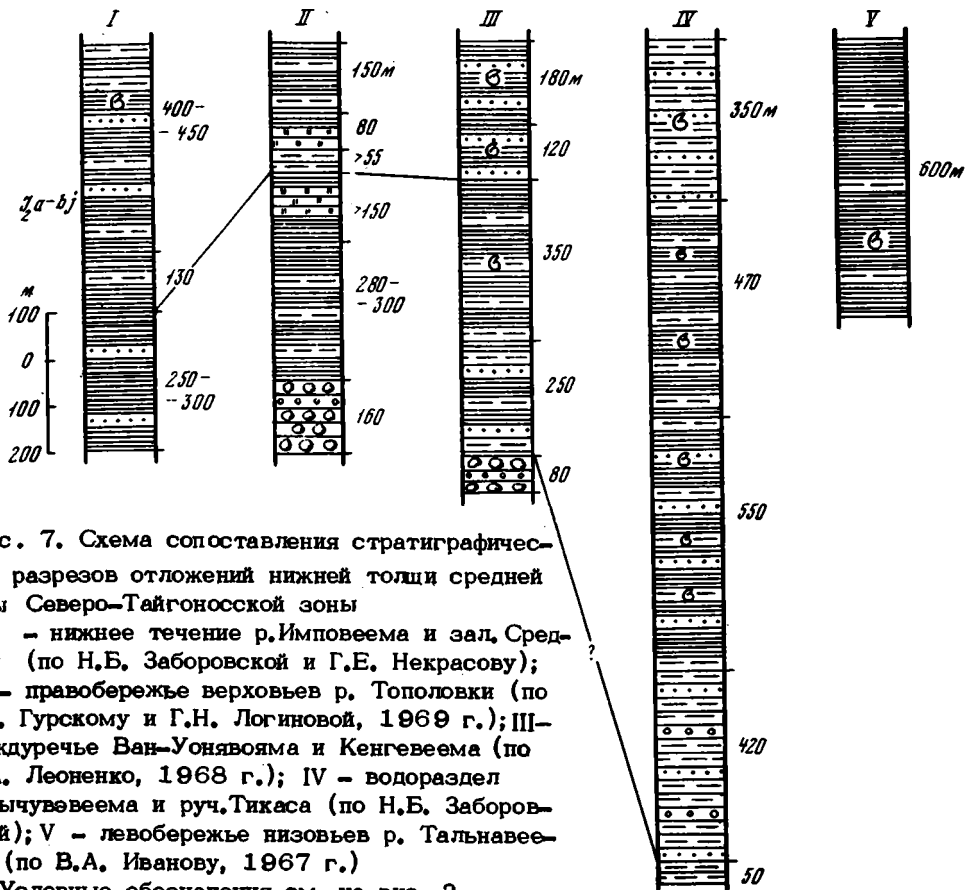


Рис. 7. Схема сопоставления стратиграфических разрезов отложений нижней толщи средней юры Северо-Тайгоносской зоны

I – нижнее течение р. Имповеема и зал. Средний (по Н.Б. Заборовской и Г.Е. Некрасову); II – правобережье верховьев р. Тополовки (по Г.В. Гурскому и Г.Н. Логиновой, 1969 г.); III – междуречье Ван-Уоньявояма и Кенгевеема (по Н.А. Леоненко, 1968 г.); IV – водораздел р. Кычувеема и руч. Тикаса (по Н.Б. Заборовской); V – левобережье низовьев р. Тальнавеема (по В.А. Иванову, 1967 г.)

Условные обозначения см. на рис. 2

Нижняя толща (рис. 7) сложена преимущественно алевролитами с прослоями глинистых, углисто-глинистых и песчано-глинистых сланцев и маломощными прослоями мелкозернистых песчаников. Местами в ее основании залегает горизонт базальных конгломератов из гальки осадочных пород и эффузивов. Мощность его в бассейне р. Тополовки 150 м, а северо-восточнее, в бассейне р. Кенгевеема, – 80 м. Он сменяется вверх по разрезу пачкой глинистых сланцев и алевролитов с аален-байосской или байосской фауной. Восточнее, в междуречье Кычувеема и Тальнавеема, конгломераты в основании нижней толщи отсутствуют и разрез начинается углисто-глинистыми сланцами и алевролитами.

Наиболее полный разрез толщи описан автором на водоразделе р. Кычувеема и ее левого притока руч. Тикаса. Самые нижние ее горизонты здесь отсутствуют:

	Мощность, м
1. Черные алевролиты, иногда песчанистые	50
2. Черные алевролиты с прослоями светло-серых алевролитов (1–5 см), серых и темно-серых разномощных песчаников и гравелитов	420
3. Черные и светло-серые алевролиты, глинистые и углисто-глинистые сланцы с редкими прослоями разномощных песчаников с остатками двустворок <i>Retroceramus ex gr. elegans</i> Kosch	550
4. Черные тонкоплитчатые алевролиты и глинистые сланцы с остатками двустворок <i>Pseudomytiloides sp. indet.</i> (P. ex gr. <i>amygdaloides</i> Goldf.), <i>Retroceramus vel Pseudomytiloides sp. in-</i>	

det., <i>Retroceramus cf. elegans</i> Kosch., R. ex gr. <i>elegans</i> Kosch., R. cf. <i>aequicostatus</i> Vor. ? и аммонитов <i>Pseudolioceras</i> cf. <i>m'clintocki</i> (Haugh.), <i>Nastites</i> sp. indet.	470
5. Светло-серые полосчатые алевролиты, черные кварцитовид- ные алевролиты с прослоями серых тонкозернистых песча- ников (до 0,5 м) с остатками двустворок <i>Pseudomytiloides</i> sp.	350

Общая мощность приведенного разреза 1840 м. Общая мощность нижней толщи в бассейнах рек Кенгевеема и Ван-Уоньяояма падает до 980 м. Здесь в отложениях толщи Л.И. Тихомиров нашел остатки аммонитов *Pseudolioceras* ex gr. *compactile* (Simpson), Ps. ex gr. *gumostieri* Buchman и др. (определение Н.С. Воронец), а Н.А. Леоненко — остатки двустворок *Retroceramus lucifer* Eichw., R. cf. *lucifer* Eichw., R. ex gr. *lucifer* Eichw. и др. На западе п-ова Тайгонос, в нижнем течении р. Имповеема и в зал. Среднем, установлены лишь верхи разреза нижней толщи видимой мощностью 780–850 м, охарактеризованной остатками двустворок *Retroceramus* sp. indet. (R. ex gr. *retrorsus* Keys.), R. cf. *ambiguus* (Eichw.), R. ex gr. *formosulus* (Vor.)?, R. ex gr. *lucifer* (Eichw.) (сборы Г.Е. Некрасова), R. cf. *menneri* Kosch. (сборы Н.Б. Заборовской). Возраст толщи на основании фауны, собранной из разных частей ее разреза, по заключению И.В. Полуботко, аален-байосский.

Верхняя толща сложена преимущественно массивными грубослоистыми полимиктовыми песчаниками с резко подчиненными им по мощности прослоями глинистых сланцев, алевролитов и конгломератов (рис. 8). Характерно наличие слоев с массовыми захоронениями ретроцерамов и окаменелых стволов деревьев.

На западном побережье п-ова Тайгонос разрез толщи изучен в береговых обрывах бухты Имповеема, п-ова Халпили и зал. Среднего Н.Б. Заборовской и Г.Е. Некрасовым. На северном берегу бухты Имповеема на породах нижней толщи средней юры, по данным Г.Е. Некрасова, согласно залегают:

Мощность, м

1. Серые среднезернистые песчаники, иногда сильно обогащен- ные органогенным детритом, с тонкими прослоями (2–3 см) глинистых сланцев и с многочисленными остатками стволов деревьев и ретроцерамов, отдельные экземпляры которых достигают 30–35 см в высоту. Отсюда И.В. Полуботко опре- делены <i>Retroceramus</i> ex gr. <i>porrectus</i> (Eichw.), R. ex gr. <i>retro-</i> <i>rsus</i> (Keys.)	25–30
2. Серые глинистые сланцы с пластами (1 м) серых среднезер- нистых песчаников	30
3. Темно-серые гравелиты с прослоями конгломератов с галь- кой (2–3 см) эффузивов среднего состава	3
4. Светло-серые среднезернистые песчаники с редкими прослоя- ми глинистых сланцев и алевролитов и пластами грубозерни- стых песчаников, содержащих многочисленные остатки ретро- церамов и окаменелых стволов деревьев	300

На южной стороне бухты Имповеема в тех же отложениях Г.Е. Некрасов собрал двустворки *Retroceramus* ex gr. *lucifer* (Eichw.); R. aff. *borealis* (Kosch.), на западном побережье п-ова Халпили — *Retroceramus* cf. *tschubukulachensis* (Kosch.), R. ex gr. *kystatymensis* Kosch., R. cf. *kolymaensis* (Bel.). Н.Б. Забо-ровской в тех же отложениях в бухте Имповеема найдены *Retroceramus tongu-*sensis (Lah.), R. *alaskaensis* (Kosch.), R. aff. *tschubukuachensis* Kosch., а в зал. Среднем — *Retroceramus* cf. *aequicostatus* Vor., R. ex gr. *porrectus* Eichw., R. ex gr. *kolymaensis* Bel.

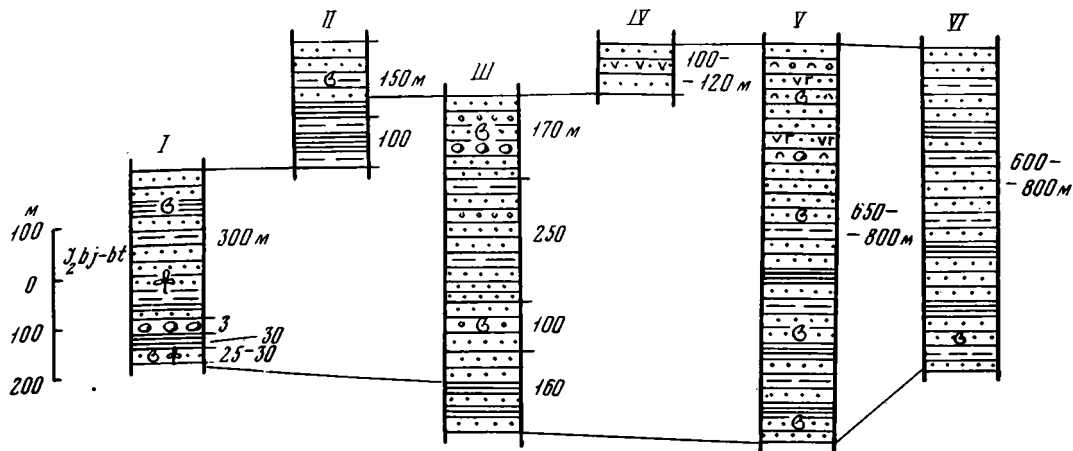


Рис. 8. Схема сопоставления стратиграфических разрезов отложений верхней толщи средней юры Северо-Тайгоносской зоны

I – северный берег бухты Имповеем (по Н.Б. Заборовской и Г.Е. Некрасову); II – западное побережье п-ова Халпилли (по Г.Е. Некрасову и Н.Б. Заборовской); III – правобережье р. Тополовки (по Н.А. Леоненко, 1968 г.); IV – правобережье р. Каленмына и бассейн р. Кальмача (по Н.А. Леоненко, 1968 г.); V – междуречье Кычувэеема и Тальнавеема (по В.А. Иванову и Н.Б. Заборовской); VI – низовья р. Тальнавеема (по В.А. Иванову, 1967 г.)

Условные обозначения см. на рис. 2

Верхняя часть толщи лучше всего обнажена на западном побережье п-ова Халпилли, где она залегает на песчаниках, аналогичных песчаникам слоя 4:

	Мощность, м
1. Темно-серые алевролиты (10 см) и глинистые сланцы (1 см)	100
2. Темно-серые мелкозернистые песчаники, черные алевролиты и глинистые сланцы (2–3 см) с редкими остатками позднебайоско-раннекелловейских двустворок <i>Retroceramus ex gr. porrectus</i> (Eichw.), <i>R. sp. indet.</i> (<i>R. ex gr. bulunensis</i> Kosch.), <i>R. sp. indet.</i> (<i>R. ex gr. vagt</i> Kosch.) и белемнигов	150

Общая мощность толщи на западном побережье п-ова Тайгонос 600–650 м. Возраст ее, по палеонтологическим данным, байоско-батский. Самые верхи ее, возможно, относятся уже к низам келловей.

Севернее, в бассейнах рек Тополовки, Каленмына и Большой Кальмач, по данным Н.А. Леоненко, толща имеет тот же литологический состав и охарактеризована в нижней части позднебайосскими (*Retroceramus ex gr. elongatus* (Kosch.), *R. cf. lucifer omolonensis* Polub.), в верхней – позднебайоско-батскими (*Retroceramus cf. eximius* Eichw., *R. ex gr. kystatymensis* Kosch.) двустворками (определение И.В. Полуботко). Самые верхи ее (100–120 м) на правобережье р. Каленмына и в бассейне р. Большой Кальмач представлены зеленовато-серыми туфогенными и вулканомиктовыми песчаниками с редкими маломощными прослоями туфов андезитов. Общая мощность верхней толщи в бассейне рек Тополовки, Каленмына и Большой Кальмач 800 м. Возраст отложений по фауне байоско-батский.

В междуречье Кычувэеема и Тальнавеема, по данным В.А. Иванова и нашим наблюдениям, в бассейне руч. Эйка в строении толщи преобладают зеленовато-серые полимиктовые песчаники, чередующиеся с темно-серыми мелкозернистыми слабо известковистыми, иногда черными и серыми алевролитами и черными аргиллитами. Им резко подчинены по мощности горизонты переслаивания туфогенных песчаников, гравелитов, конгломератов с разнообломочными



Рис. 9. Схема сопоставления стратиграфических разрезов отложений нижней вулканогенной толщи верхней юры Северо-Тайгоносской зоны

I - зал. Средний (по Г.Е. Некрасову и Н.Б. Заборовской); II - правобережье низовьев р.Кыленмына (по Г.В. Гурскому, 1969 г.); III - правобережье среднего течения р.Каленмына (по Г.В. Гурскому, 1969 г.); IV - водораздел р.Кычувеема и руч. Эйка (по Н.Б. Заборовской)

Условные обозначения см. на рис. 2

туфами андезито-базальтов. В верхах разреза породы обогащены растительным детритом и содержат окаменевшие ветки деревьев. Из разных частей разреза собраны остатки байосских двустворок *Retroceramus lucifer* (Eichw.), *R. ex gr. lucifer* (Eichw.), *R. lucifer omolonensis* Polub., *R. cf. elongatus* Kosch.?, *R. aff. elongatus* Kosch., *R. sp. indet.* (*R. ex gr. kystatymensis* Kosch.?), *R. cf. eximius* (Eichw.) (определение И.В. Полуботко). Мощность толщи здесь 650-800 м.

Северо-восточнее, в бассейне р.Тальнавеема, толща сложена преимущественно серыми и темно-серыми разномзернистыми песчаниками с подчиненными им по мощности прослоями алевролитов и глинистых сланцев. Здесь из нижних частей разрезов толщи В.А. Иванов собрал двустворки *Retroceramus ex gr. lucifer* (Eichw.), а в одной точке на правобережье р.Тальнавеема в ее среднем течении - *Retroceramus cf. retrorsus* (Keys.), *R. cf. tongusensis* (Lah.) и единичные обломки *R. ex gr. lucifer* (Eichw.), свидетельствующие, по заключению И.В. Полуботко, определявшей фауну, о байос-батском возрасте толщи в этом районе.

Верхнеюрские отложения, занимающие значительную площадь и протягивающиеся через весь п-ов Тайгнос полосой северо-восточного простирания, образуют непрерывную серию морских терригенных и вулканогенно-осадочных образований, подразделенных на основании литологических и петрографических особенностей пород и содержащихся в них органических остатков на нижнюю вулканогенную толщу, среднюю и гырьянгинскую свиты.

Нижняя вулканогенная толща протягивается прерывистой полосой северо-восточного простирания от зал. Среднего на западе до нижнего течения р.Тальнавеема на северо-востоке. В строении ее участвуют базальты, андезито-базальты, андезиты и их разнообломочные пестрые туфы, а также туфы, спекшиеся туфы и туфолавы смешанного андезито-дацитового и базальто-андезито-дацитового состава, кислые пепловые туфы и кислые игнимбриты с маломощными прослоями туфогенно-осадочных пород и песчано-глинистых сланцев с растительным детритом. Толща согласно залегает на песчанниковой средней юре и согласно же перекрывается алевролитно-сланцевыми отложениями среднинежской свиты, содержащими позднеюрские ашшеллы. По простиранию толщи наблюдаются большие изменения в составе слагающих ее вулканитов и их мощности (рис. 9).

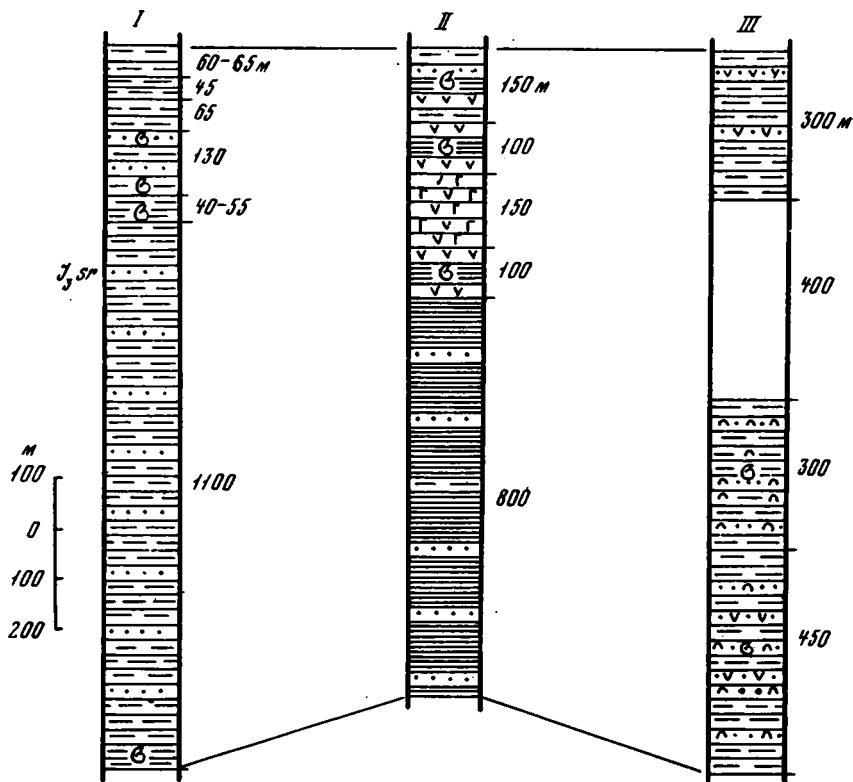


Рис. 10. Схема сопоставления стратиграфических разрезов отложений срединной свиты Северо-Тайгоносской зоны

I - южная часть зал. Среднего (по Н.Б. Заборовской); II - бассейн р. Каленмына (по Г.Н. Логиновой и Н.А. Леоненко, 1968 г.); III - водораздел р. Кычувэеема и руч. Эйка (по Н.Б. Заборовской).

Условные обозначения см. на рис. 2

Наиболее полный разрез толщи изучен автором на водоразделе р. Кычувэеема и ее левого притока руч. Эйка, где на зеленовато-серых песчаниках верхней толщи средней юры, по-видимому согласно, залегают:

	Мощность, м
1. Зеленые миндалекаменные плагиобазальты, андезитобазальты, андезиты с прослоями пестрых зелено-фиолетовых туфов из обломков основных и средних лав и редкими прослоями туфоалевролитов	200
2. Черные липаритовые игнимбриты с прослоями миндалекаменных андезитобазальтов и зеленовато-голубые пепловые кислые туфы	50
3. Буро-красные базальтовые туфы, темные фиолетово-зеленые туфы из обломков базальтов, андезитов и липарито-дацитов, светлые пестрые зеленые и фиолетово-зеленые разнообломочные туфы андезито-дацитов	650
4. Серые и темно-серые разнообломочные туфы андезитов и липарито-дацитов с прослоями серых плотных массивных тонкополосчатых пепловых туфов (до 1 м) и редкими маломощными прослоями (до 10 см) песчано-глинистых сланцев	300

Выше залегают песчаники срединной свиты с верхнеоксфорд-кимериджской фауной. Общая мощность разреза 1200 м.

Мощность толщи при движении в юго-западном направлении от бассейна р. Кычувэеема резко сокращается, и в верховьях р. Кенгевеема толща исчезает. Непосредственно со среднеюрскими отложениями здесь находится в тектоническом контакте срединная свита. Вулканогенная толща появляется вновь лишь на правобережье нижнего течения р. Каленмына, где ее мощность составляет 350–400 м. Здесь в строении толщи преобладают туфы андезитов и дацитов, туфогенно-осадочные породы, реже встречаются андезиты и полимиктовые песчаники. На западном побережье п-ова Тайгонос (зал. Средний) толща сложена песчаниками, алевролитами, песчано-глинистыми и глинистыми сланцами, переслаивающимися с розовато-серыми разнообломочными туфами базальтового и андезитового состава. Мощность ее здесь 310–335 м. Келловей-раннеоксфордский возраст толщи определен условно на основании стратиграфического положения ее между охарактеризованными фауной верхнебатскими и верхнеоксфорд-нижнекимериджскими отложениями.

Срединная свита, выделенная в 1965 г. Г.Е. Некрасовым, протягивается полосой северо-восточного простирания через весь п-ов Тайгонос от зал. Среднего. На большей площади своего распространения она сложена алевролитами, углисто-глинистыми и глинистыми сланцами с прослоями серых песчаников с остатками ауцелл. Литолого-фациальные особенности свиты по простиранию не выдержаны (рис. 10). На западе полуострова это терригенные породы с полимиктовым составом слагающих их зерен, которым резко подчинены по мощности прослои туфогенно-осадочных пород. В центральных районах полуострова в верхней части свиты те же породы переслаиваются с порфировыми и афировыми андезито-базальтами, а северо-восточнее, в бассейнах рек Кычувэеема и Тальнавеема, в разрезе свиты установлены также редкие прослои пестрых андезитовых туфов.

Один из наиболее полных разрезов свиты описан Н.Б. Заборовской в морских береговых обрывах западного побережья полуострова в южной части зал. Среднего. Здесь на песчаниках и алевролитах нижней вулканогенной толщи верхней юры согласно залегают черные алевролиты, переслаивающиеся с серыми и черными мелкозернистыми слегка окварцованными песчаниками (миллиметры – метры). В основании разреза расположен прослой алевролитов с отпечатками ауцелл плохой сохранности. Мощность пачки 1000–1100 м. Выше по разрезу прослеживаются:

Мощность, м

1. Темно-серые алевролиты с округлыми и эллипсовидными стяжениями скорлуповатого строения диаметром от 5–8 до 10–15 см. Встречен прослой с очень плохими отпечатками ауцелл 40–55
 2. Черные алевролиты, чередующиеся с горизонтами серых и темно-серых песчаников с косою слоистостью. В нижней части пачки встречены остатки двустворок *Aucella* ex gr. *bronni* (Rouill.), *A.* ex gr. *mosquensis* (Buch), *A.* cf. *orbicularis* Hyatt, *Aucella* sp., *Oxytoma* sp. – вероятно, *O. inaequivalve* Sow. var. *borealis* Bor., *Lima borealis* Pčel., *Entolium* sp., отпечаток части позвоночника рыбы. По заключению К.В. Паракецова, эта фауна свидетельствует об оксфорд-ранневожском возрасте вмещающих ее отложений. Из верхней части той же пачки собраны двустворки *Aucella* ex gr. *bronni* (Rouill.), *A.* cf. *aviculoides* Pavl., *A.* cf. *jeropolensis* Parak. (ex MS), *Bureiomya* aff. *aleutica* (Eichw.) и скафоподы *Dentalium* sp. indet. (оксфорд-кимеридж, по К.В. Паракецову) 130
- Г.Е. Некрасов из этих же отложений собрал двустворки *Aucella bronni* (Rouill.), *A.* *jeropolensis* Parak. (ex MS), *A.* cf. *mosquensis* (Buch), *A.* *tenuistriata* Lah., *A.* cf. *orbicularis* Hyatt, *A.* aff. *gracilis* Pavl., также подтверждающие, по заключению К.В. Паракецова, оксфорд-кимериджский возраст вмещающих осадков.

- | | |
|--|-------|
| 3. Черные алевролиты | 65 |
| 4. Тонкое ритмичное переслаивание черных алевролитов со свет-
ло-серыми разнозернистыми песчаниками (до 5 см) | 45 |
| 5. Черные алевролиты | 60-65 |

Общая видимая мощность разреза 1350-1460 м. Самые верхние горизон-
ты его уничтожены интрузией граносиенитов.

По данным Н.А. Леоненко и Г.Н. Логиновой, северо-восточнее, в бассейне
р. Каленмына, нижняя половина разреза срединской свиты мощностью 800 м
сложена преимущественно глинистыми сланцами с редкими прослоями кварц-
полевошпатовых песчаников (до 300 м) и углито-глинистых сланцев. Верх-
няя половина разреза (500 м) свиты описана Н.А. Леоненко в верховьях р. Ка-
ленмына. Здесь наблюдается переслаивание осадочных пород с андезитами.
В осадочных породах разреза собраны остатки аммонитов, возможно *Ammono-*
ceras gen. indet., двустворок *Arctotis sp. indet.*, *Meleagrinea sp. indet.*, *Aucel-*
la rugosa (Fisch.), *A. aff. rugosa (Fisch.)*, *A. mosquensis (Buch)*, *A. cf. mosquen-*
sis (Buch), *A. orbicularis Hyatt*, *A. aff. orbicularis Hyatt*, *A. cf. orbicularis Hy-*
att, *A. vigiaamensis Parak.*, *A. cf. lindstroemi Sok.*, *Chlamys sp. indet.*, *My-*
tilus sp. indet., *Astarte (?) sp. indet.*, *Thracia (?) sp. indet.*, *Pecuratomaria sp.*
indet., *Dentalium sp. indet.* и брахиопод *Rhynchonellidae gen. indet.*, *Boreiothy-*
ris sp. indet., которые определяют кимеридж-ранневожский возраст вмещаю-
щих отложений. Общая мощность срединской свиты в бассейне р. Каленмына
1300 м. Северо-восточнее, в бассейне р. Кенгевеема, она падает до 1100 м.
Еще северо-восточнее, в бассейнах рек Кычувэеема и Тальнавеема, в соста-
ве свиты установлены терригенные и туфогенно-осадочные породы с очень
редкими прослоями пестрых туфов среднего состава. На водоразделе р. Кычу-
вэеема и руч. Эйка (левый приток р. Кычувэеема) автором составлен сле-
дующий разрез свиты¹:

Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| 1. Переслаивание черных и серых алевролитов с черными туфо-
генными песчаниками и гравелитами и редкими прослоями
пестрых зеленовато-фиолетовых и фиолетовых андезитовых
туфов. В слое собраны двустворки <i>Oxytoma sp. indet.</i> , <i>Aucel-</i>
<i>la cf. mosquensis var. tenuistriata Lah.</i> , <i>A. aff. rugosa (Fisch.)</i> ,
<i>A. cf. orbicularis Hyatt</i> , <i>Camptonectes sp. indet.</i> , <i>Entolium cf.</i>
<i>erraticum (Fieb.)</i> , <i>Entolium sp.</i> , <i>Modiolus ? sp.</i> , <i>Loripes cf.</i>
<i>fischerianus (Orb.)</i> и др., свидетельствующие о кимеридж-ран-
невожском возрасте вмещающих отложений | 450 |
| 2. Черные алевролиты и черные туфогенные песчаники и алевро-
литы. В 1,5 км к юго-западу по простиранию пачки из тех
же пород собраны двустворки <i>Meleagrinea ? sp. indet.</i> , <i>Aucel-</i>
<i>la cf. mosquensis var. tenuistriata Lach.</i> , <i>A. cf. orbicularis var.</i>
<i>striata Parak.</i> , <i>Entolium aff. demissum (Phill.)</i> (кимеридж-ран-
няя часть вожского века) | 300 |
| 3. Перерыв в обнажении | 400 |
| 4. Черные и темно-серые алевролиты с редкими прослоями пест-
рых андезитовых туфов | 300 |

Общая видимая мощность разреза 1450 м.

На левобережье среднего течения р. Кычувэеема в низах разреза средин-
ской свиты присутствуют серовато-зеленые туфопесчаники и туфоалевролиты с
остатками двустворок *Oxytoma sp. indet.*, *Arctotis sp.*, *Aucella aff. mosquensis*
(*Buch*), *Camptonectes (Boreionectes) cf. broenlundii Ravn.*, *Entolium aff. demissum*

¹ Все остатки фауны из этого разреза определил К.В. Паракецов.

(*Phill.*), *Entolium* sp., *Modiolus* sp., *Pleuromia* sp. indet., *Isognomon* cf. *embolicum* Zakh. По К.В. Паракецову, это оxford-кимериджские отложения.

На правобережье р. Тальнавеема в среднем течении из слоев, расположенных в 500 м от основания свиты, Н.Б. Заборовской собраны двустворки *Aucella* cf. *mosquensis* (Buch), *A.* cf. *lindstroemi* Sok., *A.* cf. *orbicularis* Hyatt, *A.* aff. *orbicularis* var. *striata* Parak., *Lima* sp. indet. (возможно, *Lima borealis* Pchel.), *Phylloceras* sp. indet. s. lato и гастроподы (кимеридж — ранняя часть волжского века). Здесь же в верхах разреза свиты собраны остатки двустворок *Meleagrinnella* ? sp. indet., *Aucella* cf. *mosquensis* (Buch), *A.* cf. *lindstroemi* Sok., *A.* cf. *orbicularis* Hyatt, *A. piochii* (Gabb) ?, *Lima* sp. indet., морских лилий: *Pentacrinus* sp. indet. (кимеридж — ранняя часть волжского века) и двустворки *Aucella lindstroemi* Sok., *A.* cf. *orbicularis* Hyatt, *Pleuromia* cf. *elongata* (Münst.), *P. ventricosa* Goldf., *Phylloceras* sp. indet. s. l. (кимеридж — средняя часть волжского века).

Возраст средининской свиты в бассейне рек Кычувэеема и Тальнавеема на основании фаунистических находок из ее отложений и стратиграфического положения, с некоторой долей условности, автор считает верхнеоксфорд-кимериджским, как и возраст свиты в целом, хотя не исключено, что самые ее верхи следует считать ранневолжскими.

Гырьянгинская свита, согласно залегающая на средининской, протягивается в северо-восточном направлении через п-ов Тайгонос от м. Кардинальская Мантия до низовьев р. Тальнавеема. Свита впервые выделена Г.Е. Некрасовым в 1964–1965 гг. Она сложена базальтами, андезито-базальтами, андезитами, дацитами, липаритами, их туфами, конгломератами, а также гравелитами, песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, часто туфогенными разностями этих пород и туффитами с остатками ауселл кимеридж-волжского возраста. Литологический состав свиты по простиранию сильно меняется (рис. 11). На западном побережье полуострова, в районе м. Кардинальская Мантия, свита сложена преимущественно осадочными и туфогенно-осадочными породами, реже — туффитами и туфами с несколькими пластовыми телами (до 30 м) миндалекаменных диабазов и долеритов, прорванными многочисленными дайками пород основного, среднего и кислого состава. Суммарная мощность ее здесь 850–900 м. Северо-восточнее, на правобережье р. Имповеема в верховьях ручьев Етваяма и Гырьянгина, в толще аналогичного литологического состава Г.Е. Некрасов собрал двустворки *Aucella mosquensis* (Buch), *Pleuromia* sp. indet. и др., брахиоподы *Terebratula* sp. indet., а на правом берегу руч. Етваяма — двустворки *Astarte* sp. indet., *Anisocardia* (?) sp. indet., *Lima* sp. indet. Присутствие среди ископаемой фауны *Aucella mosquensis* (Buch) позволяет считать возраст вмещающих ее туфогенно-осадочных образований кимеридж-нижневолжским. Такой же возраст условно принят для толщи осадочных пород м. Кардинальская Мантия и бассейна р. Яйноваяма.

Севернее и северо-восточнее, в бассейнах рек Каленмына, Кенгевеема и Ван-Уонявойма, гырьянгинская свита на основании литолого-петрографических особенностей подразделена Н.А. Леоненко и Г.Н. Логиновой (1968, 1969 гг.) на три подсвиты. Нижнюю из них Н.Б. Заборовская включает в состав описанной выше средининской свиты на том основании, что она содержит тот же комплекс фауны, что и средининская свита, и близка ей по литологическому составу, а две верхние подсвиты относит к гырьянгинской свите. Гырьянгинская свита сложена здесь в нижней части туфопесчаниками, туфогравелитами, туфо-конгломератами с прослоями андезито-базальтов, андезитов и их туфов и андезитов, андезито-базальтами, базальтами, реже дацитами — в верхней части. В отложениях нижней половины свиты в верховьях р. Каленмына Н.А. Леоненко собрал остатки двустворок *Oxytoma* sp. indet., *Astarte* sp. indet., *Aucella* cf. *piochii* (Gabb.), *Anomia* sp. indet. и др.

На водоразделе рек Кына и Зевса в аналогичных отложениях Г.Н. Логинова нашла остатки окаменелостей ранне-средневолжского времени (заклЮчение определявших их К.В. Паракецова и Г.И. Паракецовой) — двустворки *Arctotis* sp. (возможно, *Arctotis intermedia* Bodyl.), *Arctotis* sp. indet., *Meleagrinnella* aff. *ovalis*

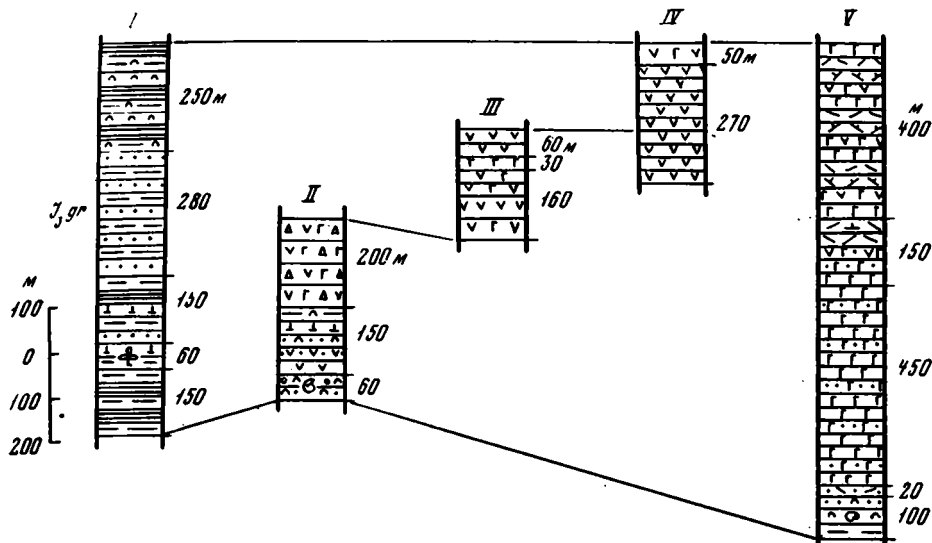


Рис. 11. Схема сопоставления стратиграфических разрезов отложений гырьянгинской свиты Северо-Тайгоносской зоны

I – западное побережье п-ова Тайгонос в районе м. Кардинальская Мантия (по Г.Е. Некрасову, 1964 г., и Н.Б. Заборовской); II – верховья р. Каленмына (по Н.А. Леоненко, 1968 г.); III – верховья руч. Гырьянгина (по Г.Н. Логиновой, 1968 г.); IV – верховья р. Большой Кальмач (по Г.Н. Логиновой, 1968 г.); V – правобережье низовьев р. Тальнавеема (по Н.Б. Заборовской)

Условные обозначения см. на рис. 2

(Phillips), *Oxytoma* sp., *Aucella piochii* Gabb., *A. circula* Parak., *A. aff. circula* Parak., *A. cf. rugosa* (Fisch.), *A. aff. rugosa* (Fisch.), *A. cf. mosquensis* (Buch), *A. orbicularis* Hyatt, *A. cf. fischeriana* Orb., *A. cf. flexuosa* Parak., *Astarte* sp. indet. и др., скафоподы *Dentalium* (?) sp. indet., *Seurria* sp. и морские лилии *Pentacrinus* sp. indet.

Общая мощность гырьянгинской свиты в бассейнах рек Каленмына, Большой Кальмачи, Кенгевеема колеблется в пределах 1000–1300 м и достигает наибольшей величины на правобережье р. Кенгевеема и в верховьях р. Каленмына. Возраст свиты в данном районе по положению ее в разрезе и на основании фауны, собранной из отложений нижней ее половины, скорее всего ранне-средневожский.

На самом северо-востоке изученного района на водоразделе рек Тальнавеема и Кычувеема гырьянгинская свита сложена преимущественно эффузивами и пирокластическими образованиями основного, среднего и кислого состава с резко подчиненными им по мощности прослоями туфогенно-осадочных пород. На правобережье р. Тальнавеема в ее нижнем течении, по данным автора, на алевритах срединской свиты согласно залегают:

Мощность, м

1. Светло-серые алевриты, темно-серые туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, переслаивающиеся с разнообразными туфами андезито-базальтов. В алевритах собраны остатки двустворок *Aucella lindstroemi* Sok., *A. cf. orbicularis* Hyatt, *Pleuromia cf. elongata* (Münst.), *P. ventricosa* Goldf., *Phylloceras* sp. indet. s. l. (кимеридж – средняя часть вожского яруса, по К.В. Паракецову). В 2 км к северо-востоку из тех же слоев собраны двустворки *Aucella cf. mosquensis* (Buch), *A. cf. lindstroemi* Sok., *A. cf. orbicularis*

Hyatt, A. piochii (Gabb)?, Lima sp. indet. и др., морских лилий: Pentacrinus sp. indet., определяющие, по заключению К.В.Паракецова, кимеридж-ранневожжский возраст вмещающих слоев	100
2. Серые кислые туфы	20
3. Темно-серые базальты и их фиолетово-серые туфы	450
4. Переслаивание темно-серых порфировых и афировых базальтов, фиолетово-зеленых базальтовых и андезито-базальтовых туфов, светло-серых липаритов, липарито-дацитов и их туфов с редкими прослоями темно-серых адевролитов и туфоадевролитов	150
5. Серые порфировые базальты и миндалекаменные андезито-базальты с прослоями серых дацитов и липаритов	400

Общая видимая мощность разреза 1100 м.

Для характеристики возраста свиты в бассейне р. Тальнавеема приведем список фауны ранне-средневожжского возраста, собранной автором из отложенной нижней части расположенного поблизости частного разреза: трубчатые черви *Ditrupa* ? sp. indet., двустворчатые моллюски *Aucella* aff. *lindstroemi* Sok., *A. cf. orbicularis* Hyatt, *A. cf. piochii* (Gabb), *A. aff. circula* Parak., *Entolium* sp. indet. и морские лилии *Pentacrinus* sp. indet. (определение К.В.Паракецова). На основании остатков фауны, собранной в разных частях разреза свиты, и положения ее в разрезе возраст гырянгинской свиты в бассейне р. Тальнавеема с некоторой долей условности считается ранне-средневожжским. Мощность ее здесь не менее 1450–1500 м.

На этом заканчивается разрез нижнего геосинклинального комплекса Северо-Тайгоносской зоны, общая сводная мощность которого около 20 000 м.

Орогенный комплекс

Вышележащая нижевожжско-альбская и палеогеновая часть разреза, представленная преимущественно континентальными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и угленосными образованиями, согласно залегающими на геосинклинальных отложениях, относится к орогенному комплексу. На принадлежность ее к этому комплексу, несмотря на отсутствие в его основании стратиграфического и углового несогласий, указывают положение отложений в общем разрезе и их литолого-фациальные особенности: преобладание в составе отложений пород вулканического происхождения основного, среднего и кислого состава, тесно связанных с молассами, свидетельствующими о появлении к этому времени на территории Северо-Тайгоносской зоны расчлененного горного рельефа; как следствие этого — преобладание континентальных и прибрежно-морских отложений над морскими, большая пестрота фациального состава, быстрая смена фаций по простиранию, часто линзовидный характер залегания отдельных толщ; наконец, тесная парагенетическая связь вулканогенно-молассовых образований с разновозрастными гранитоидными комплексами. Именно эти орогенные образования и близкие им по возрасту гранитоидные интрузии и составляют внутреннюю зону Охотско-Чукотского вулканического пояса на п-ове Тайгонос.

Верхняя юра — нижний мел нерасчлененные. Вулканогенные образования позднеюрско-раннемелового возраста, по предложению Г.Е. Некрасова (1972; Заборовская и др., 1972), подразделяются на вавачунскую и телланскую свиты, залегающие согласно.

В строении вавачунской свиты, чрезвычайно пестрой по составу, участвуют светлые плагиолипариты и фельзиты, окрашенные в светло-серые тона кислые туфы, пестроцветные туфы смешанного состава, слесненные обломками андезитов, базальтов, дацитов, фельзитов и осадочных пород, а также отдельные покровы темно-серых андезитов, андезито-базальтов, дацитов, лавовые брек-

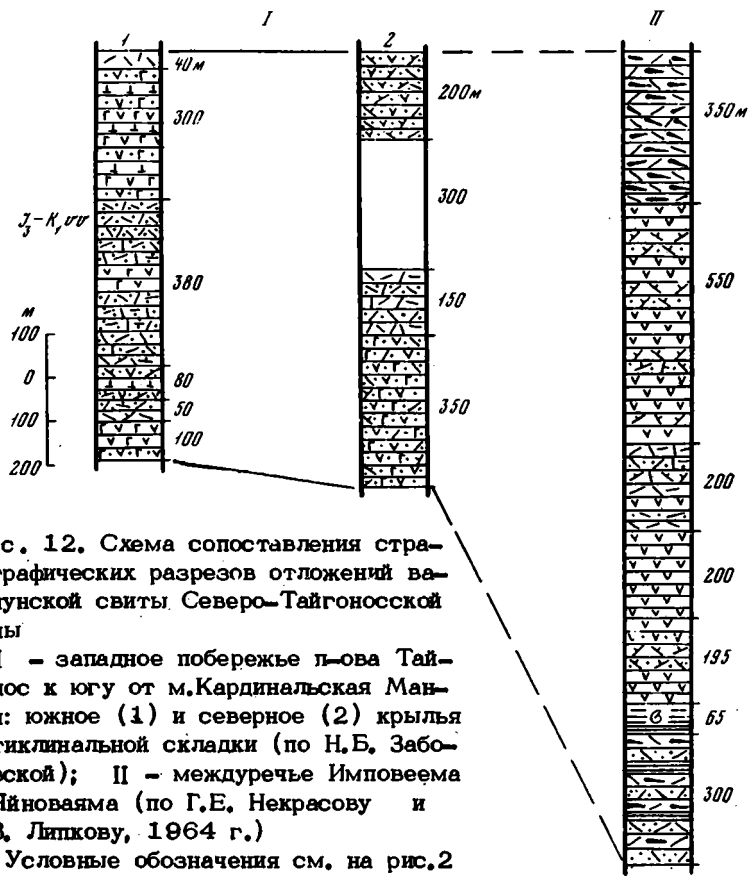


Рис. 12. Схема сопоставления стратиграфических разрезов отложений вавачунской свиты Северо-Тайгонской зоны

I — западное побережье п-ова Тайгонс к югу от м. Кардинальская Мантия: южное (1) и северное (2) крылья антиклинальной складки (по Н.Б. Заборовской); II — междуречье Имповеема и Яйноваяма (по Г.Е. Некрасову и Л.З. Липкову, 1964 г.)

Условные обозначения см. на рис. 2

тии андезитов-дацитов, покровы палево-серых игнимбритов, прослои андезитовых и базальтовых туфов и отдельные прослои туфоконгломератов, туфогравелистов, туфопесчаников, углистых и глинистых сланцев и алевролитов. Вавачунская свита согласно залегает на гырянтинской свите и согласно же перекрывается теланской свитой (рис. 12).

В морских береговых обрывах северо-западного побережья п-ова Теланского к югу от м. Кардинальская Мантия вулканогенные породы свиты образуют антиклинальную складку с пологим северным и крутым южным крылом. В строении южного крыла складки, по данным автора, участвуют:

- | | Мощность, м. |
|---|--------------|
| 1. Яркие зеленовато-красные, красновато-зеленые и темно-зеленые агломератовые туфы с обломками темно-фиолетовых и зеленых андезитов, андезито-базальтов, дацитов, фельзитов, липаритов размером до 0,5 м с отдельными прослоями (10-15 м) ярких красных и зеленых туфов и туффитов и покровами темно-красных и зеленых миндалекаменных андезито-базальтов | 100 |
| 2. Светлые зеленоватые липарито-дациты, часто флюидальные, с прослоем туфов из обломков средних и кислых лав | 50 |
| 3. Пестрые зеленовато-красные агломератовые ксенотуфы из обломков андезитов и дацитов, а также туфогенных песчаников и углистых алевролитов, содержащие прослои туффитов и туфов зеленого и вишнево-красного цвета мощностью до 15 м; сверху — темно-зеленые агломератовые туфы | 80 |

4. Серые, серовато-зеленые и зеленые агломератовые туфы из обломков пород преимущественно кислого состава с отдельными прослоями липарито-дацитовых пепловых туфов (5-6 м). В средней части пачки - 40-метровый горизонт зеленоватых андезито-базальтовых туфов, а в нижней ее части - 10-метровый покров отчетливо флюидальных зеленоватых липарито-дацитов 380
5. Темно-красные и темно-зеленые агломератовые туфы с обломками андезитов и андезито-базальтов различного размера, чередующиеся с покровами темно-красных андезито-базальтов (7-8 м) и прослоями туффов и туфов (1,5-1,0 м) 300
6. Белые липариты 40

Суммарная мощность разреза 950 м.

Общая мощность вавачунской свиты на западном побережье п-ова Тайгонос, рассчитанная графически, около 1800 м.

Типичный и наиболее полный разрез свиты описан Г.Е. Некрасовым и Л.З. Липковым по делювиальным развалам и редким коренным выходам пород в междуречье Имповеема и Яйноваяма:

Мощность, м

1. Палево-серые игнимбриты и туфы плагиолипаритов с мало-мощными прослоями углистых и глинистых сланцев. Аналогичные отложения в верховьях руч. Гырьянгина без видимого несогласия ложатся на вулканогенно-осадочные слои гырьянгинской свиты 300
2. Глинистые и углисто-глинистые сланцы и алевролиты с остатками двустворок *Aucella ex gr. mosquensis* (Buch) и морских лилий *Pentacrinus sp. indet* 65
3. Чередование светло-серых миндалекаменных порфировых андезитов и дацитов и их среднеобломочных туфов 195
4. Синевато-серые стекловатые андезиты 200
5. Светло-зеленые плагиолипариты и их пестрые светло-сиреневые и светло-зеленые крупнообломочные туфы, чередующиеся с маломощными пачками порфировых андезитов и дацитов 200
6. Чередование светло-серых и фиолетово-серых порфировых андезитов, содержащих редкие горизонты дацитов и их туфов 550
7. Сильно сваренные игнимбриты и ксеноигнимбриты липаритового состава 350

Выше по разрезу залегает теланская свита. Мощность разреза 1800-2000 м.

На п-ове Теланском, где общая мощность свиты уменьшается до 1500 м, в ее разрезе появляется несколько характерных горизонтов (250-300 м) сиреневых, палевых и малиновых агломератовых и крупнообломочных туфов, трахилипаритов. Северо-восточнее, на правобережье р. Имповеема, в составе свиты заметно сокращается роль пород кислого состава, к обычным для вавачунской свиты андезитам добавляются двупироксеновые андезито-базальты. Мощность свиты здесь снижается до 1200 м. Еще далее к северо-востоку, в бассейнах рек Вавачуна, Кычувзеема, Тальнавеема, в составе свиты вновь увеличивается роль кислых пород, а в низах ее разрезов появляются горизонты туфоконгломератов, туфопесчаников и глинистых сланцев с прослоями ракушняка. Общая мощность свиты здесь колеблется от 700 до 1200 м. На левобережье р. Вавачуна из ракушняковых слоев и туфов липаритов В.А. Ивановым собраны остатки двустворок *Aucella aff. rugosa* (Fisch.); *Meleagrinnella cf. simkini* Vor., *Meleagrinnella sp.*, *Oxytoma cf. interstriata* Eichw., *O. aff. inaequalvis* (Sow.), *Chlamys sp.*, *Velöpecten sp.*, *Pecten ? sp. aequalvis* Sow., *Lima subrigidu-*

la Schlip., Lima sp. aff. incrassata Eichw., Lima sp., Pholadomya ex gr. elliptica Münster., Scurria ex gr. maecotis (Eichw.), Patella sp., морских ежей: Echinoidea sp. и др. Эти и найденные Г.Е. Некрасовым на правобережье р. Имповеема фаунистические остатки, в целом не отличающиеся от ископаемых остатков, собранных в нижележащих отложениях, позволяют считать возраст нижней части свиты ранне-средневожжским. Верхи свиты, возможно, относятся уже к верхней части вожжского яруса и берриасу.

Теланская свита протягивается через весь п-ов Тайгонос изменчивой по ширине полосой северо-восточного простирания от п-ова Теланского до низовий р. Тальнавеема. В ее строении участвуют преимущественно серовато-зеленые и красно-бурые базальты и их туфы с маломощными прослоями фиолетовых туфоагравелитов и туфоалевролитов и значительно реже — алевролитов и углистых сланцев. На п-ове Теланском в верхней части свиты появляются пакки черных агглютинатов, туфов и кластолав андезитов и в подчиненном количестве — лавы и туфы дацитов и базальтов, туфоалевролиты. Теланская свита удивительно выдержана по простиранию (рис. 13).

Наиболее полный разрез ее описан Г.Е. Некрасовым, Л.З. Липковым и Н.Б. Заборовской на склонах горы Теланской, где на кислых туфах вавачунской свиты согласно залегают:

Мощность, м

1. Зеленовато-серые, реже сиреневые или фиолетовые массивные и мндалекаменные оливиновые базальты с прослоями разнообломочных зеленовато-фиолетовых туфов того же состава	1000
2. Серовато-зеленые и фиолетовые разнообломочные туфы основного состава с прослоями туфоалевролитов	350
3. Светлые зеленые разнообломочные туфы андезитов, андезито-базальтов и смешанного базальто-андезито-дацитового состава	220
4. Темные зеленовато-фиолетовые агломератовые туфы андезито-дацитов	125
5. Фиолетово-зеленые агломератовые туфы смешанного базальто-андезито-дацитового состава (обломки до 5 см) и черные плотные массивные андезито-базальты	50
6. Светлые зеленые литокристаллокластические туфы липарито-дацитов (обломки до нескольких миллиметров)	600
7. Углистый туфоалевролит	20
8. Темно-серые андезито-базальты	150
9. Темно-серые плотные массивные литокристаллокластические андезитовые туфы (обломки до 1 см) с редкими прослоями туфоалевролитов	450

Общая мощность разреза 2965 м. Северо-восточнее, в бассейне р. Ван-Уоньяояма, по данным Г.Н. Логиновой, общая мощность теланской свиты падает до 1140 м.

Далее к северо-востоку, по данным В.А. Иванова и нашим наблюдениям, свита сложена сиреневыми базальтами, андезито-базальтами, андезитами, зеленовато-серыми долеритами, их туфами с резко подчиненными им прослоями серых дацитов, липарито-дацитов и единичными маломощными (не более 12 м) прослоями кремнистых сланцев и алевролитов. Общая мощность свиты в бассейне рек Вавачуна и Тальнавеема 1300–1500 м. Наиболее вероятный валанжинский возраст теланской свиты определяется согласным положением ее между вавачунской свитой с фауной ранне-средневожжского времени и вануонской свитой, содержащей готеривскую фауну.

Мел. В составе сложно построенной и фациально изменчивой толщи нижнего мела в междуречье Имповеема и Тальнавеема выделяются морские вулканомиктовые и туфогенно-осадочные, реже — глинисто-сланцевые отложения готе-

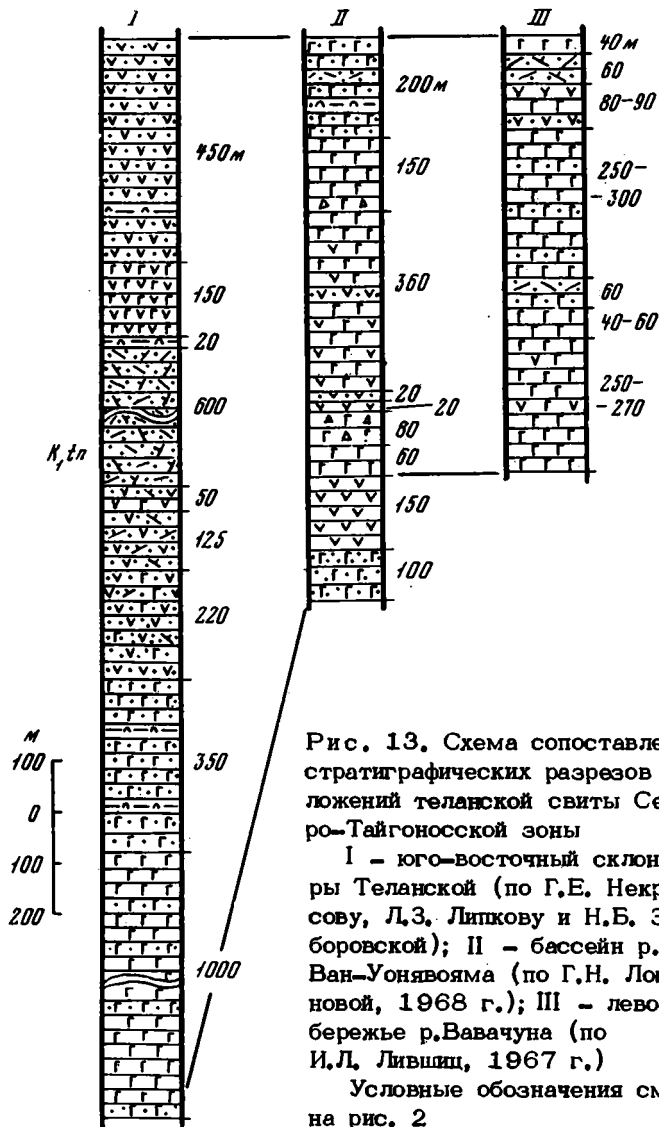


Рис. 13. Схема сопоставления стратиграфических разрезов отложений теланской свиты Северо-Тайгоносской зоны

I - юго-восточный склон горы Теланской (по Г.Е. Некрасову, Л.З. Липкову и Н.Б. Заборовской); II - бассейн р. Ван-Уоньяояма (по Г.Н. Логиновой, 1968 г.); III - левобережье р.Вавачуна (по И.Л. Лившиц, 1967 г.)

Условные обозначения см. на рис. 2

рива (вануонская свита), согласно перекрытые континентальными вулканогенно-осадочными отложениями с флорой апта-альба (рябинкинская свита) и палеонтологически немymi разнообразными по составу вулканогенными породами (шовнинская и явоямская толщи).

Вануонская свита, впервые выделенная в 1967 г. Г.Е. Некрасовым, распространена между левым берегом р.Имповеема в его верхнем течении и низовьями р.Тальнавеема. Она сложена вулканомиктовыми и туфогенными песчаниками и гравелитами с прослоями и маломощными пачками алевролитов, аргиллитов, мелкогалечных конгломератов, туфов, туффитов и андезитов. Отдельные пласты содержат растительный детрит, реже - флору плохой сохранности. Существенных фациальных изменений в строении свиты не наблюдается (рис. 14).

Наиболее полный разрез свиты описан Н.Б. Заборовской и Г.Е. Некрасовым на участке гора Гылангын - верховья руч. Одинокого (левобережье р.Имповеема в верховьях):

1. Зеленовато-серые базальтовые туфы с редкими прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов	75
2. Частое переслаивание туфогравелитов с серовато-зелеными туфопесчаниками, туфоалевролитами, серыми туффитами с остатками обуглившейся древесины. Среди этих пород встречен горизонт белых слоистых туфов кислого состава (15 м)	65
3. Туфы основного состава	45
4. Чередование (1-3 м) слабо слоистых разнообломочных базальтовых туфов с мелкозернистыми туфопесчаниками, туффитами, алевролитами	130
5. Темно-зеленые базальтовые туфы, состоящие из угловатых обломков (от 0,2 до 1,5 см)	200
6. Красно-бурые и зеленоватые вулканомиктовые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов с округлой хорошо окатанной галькой (до 2 см). В песчаниках обнаружены линзы с крупными иноцерамами <i>Inoceramus paraketzovi</i> Efim. и др., определяющие, по заключению Г.П. Тереховой, готеривский возраст вмещающих слоев	150
7. Песчаные аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями зеленоватых крупнозернистых туфопесчаников и вулканомиктовых песчаников	100
8. Туфы	30
9. Тонко-, волнисто- и косослоистые туффиты с редкими прослоями мелкозернистых зеленовато-серых туфопесчаников	20
10. Чередование основных туфов и волнисто- и тонкослоистых светло-серых тонкообломочных туфов	30
11. Темно-зеленые грубообломочные туфы основного состава	70
12. Перерыв в обнажении	100
13. Чередование грубообломочных туфов и алевролитов	60
14. Переслаивание туфов основного и среднего состава, темно-серых туфоалевролитов с тонкими (0,5-1,0 мм) линзочками глинистого материала, серых и зеленовато-серых мелкозернистых туфопесчаников, гравелитов, грубообломочных туффитов	40
15. Серые массивные гравелиты с прослоями темных зеленовато-серых косослоистых песчаных алевролитов, песчаников и аргиллитов	300

Суммарная мощность разреза 1400-1410 м.

В 1 км к северо-востоку от описанного разреза примерно в средней части толщи собраны остатки двустворок *Nuculana* sp. indet., *Inoceramus* sp. indet., *Astarte* sp., *Veneridae* gen. vel *Panopaea* sp., *Pleuromya* sp.

Верхняя часть разреза свиты прослеживается на правом берегу долины р. Кенгевеема между устьями руч. Одинокого и р. Ван-Уоньяояма, где составлен следующий схематический разрез:

Мощность, м

1. Светло-зеленые туфы среднего состава и туффиты	100
2. Зеленовато-серые мелкозернистые туфопесчаники	450
3. Зеленовато-серые, средне- и крупнозернистые плохо сортированные туфопесчаники, переслаивающиеся с туфоконгломератами, туфогравелитами и туфоалевролитами, содержащими остатки призматического слоя иноцерамов и двустворок <i>Lima</i> sp. indet., <i>Pinna</i> sp.	250-300
4. Серые плотные мелкозернистые песчаники и алевролиты	50
5. Чередование туфоконгломератов, туффитов и туфов андезитов зеленовато-серого цвета, а также черных и серых туфоалевролитов и мелкозернистых песчаников	150

6. Зеленовато-серые туфоконгломераты, плохо сортированные, с галькой и обломками алевролитов, песчаников, эффузивов среднего состава размером от 1 мм до 2-3 см, содержащих редкие прослои туфопесчаников того же состава

150

Видимая мощность вануонской свиты в междуречье Имповеема и Кенгевеема около 1700 м.

В 10 км к северо-востоку на простирании этих отложений в песчаниках и гравелитах собраны остатки двустворок *Inoceramus paraketzovi* Efim., *Inoceramus* sp., аммонитов *Hertleinites* sp. и белемнитов *Cylindroteuthis* sp. indet.

В центральных и северо-восточных частях полосы распространения вануонской свиты существенных изменений в ее строении нет. Мощность ее в междуречье Ван-Уоньяояма и Вавачуна, по В.А.Иванову, 1230-1300 м.

Возраст вануонской свиты на основании собранной из разных частей ее разрезов фауны готеривский.

Рябинкинская свита, выделенная Г.Е.Некрасовым, протягивается с северо-западного побережья Внутренней губы на северо-восток до р. Кычувэеема. В междуречье Имповеема и Вискичуна свита имеет наибольшую мощность и подразделяется на три подсвиты.

Нижняя подсвита сложена пестрыми по окраске серовато-зелеными, серыми, красно-бурыми и розовыми обычно тонкослойными кислыми пепловыми туфами, разнообломочными (чаще тонкообломочными) туфами андезитов и андезит-дацитов, кремнистыми туффитами, разнообразными преимущественно тонкообломочными туфогенно-осадочными породами, реже - черными афировыми андезитами. Низы ее разреза описаны в морских обрывах северо-западного по-

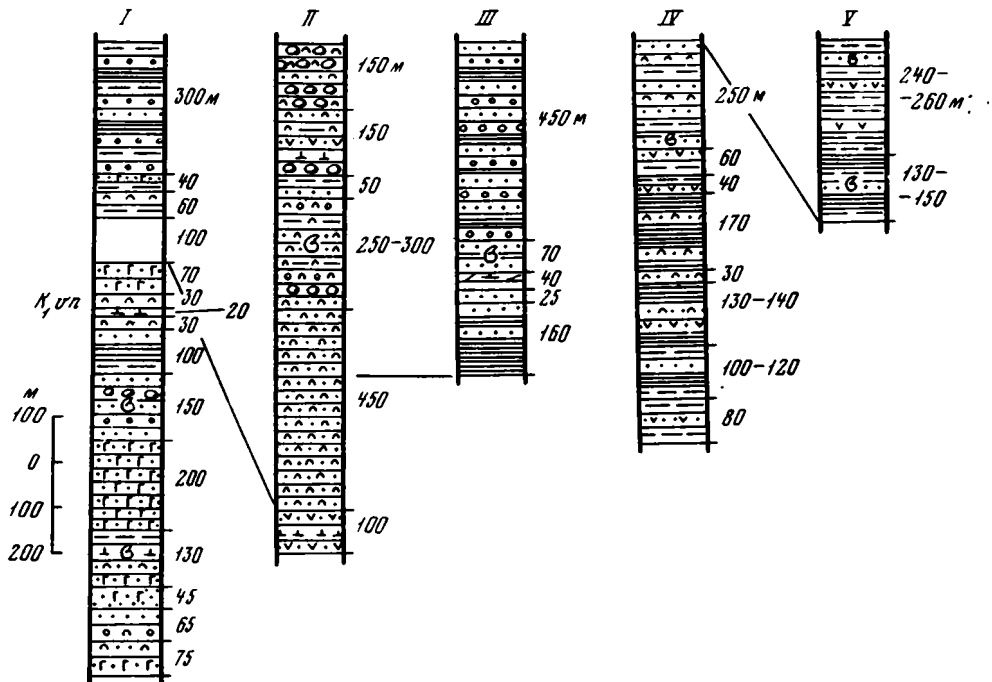


Рис. 14. Схема сопоставления стратиграфических разрезов отложений вануонской свиты Северо-Тайгоносской зоны

I - верховья р.Имповеема (по Г.Е. Некрасову и Н.Б. Заборовской); II - бассейн р.Ван-Уоньяояма и руч. Одинокого (по Н.Б. Заборовской); III - левобережье р.Кенгевеема выше устья р.Ван-Уоньяояма (по Г.Е. Некрасову, 1966 г.); IV - верховья р.Ван-Уоньяояма (по В.А. Иванову, 1967 г.); V - правобережье р.Вавачуна (по В.А. Иванову, 1967 г.)

Условные обозначения см. на рис. 2

бережья Внутренней губы в 1 км восточнее устья руч. Анежкина, где на теланской свите согласно залегают (рис. 15):

Мошность, м

1. Серовато-зеленые туффиты андезито-дацитового состава, (десятки сантиметров - 1,5 м) с прослоями буровато-красных яшмовидных туффитов (1-5 мм) и разнообломочных туфов среднего состава (сантиметры - 2,0 м) 15
2. Серовато-зеленые андезитовые туфы и зеленые миндалекаменные андезиты 50-80
3. Серовато-зеленые и буровато-красные разнообломочные туфы андезитов и андезито-дацитов, тонкослоистые кремнистые туффиты с прослоями туфогенно-осадочных пород 230
4. Светло-серые почти белые тонкопереслаивающиеся туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфы андезито-дацитов, преимущественно тонкообломочные, реже - грубообломочные (2-20 см) и черные кремнистые сланцы (до 1 м) с остатками папоротников *Coniopteris* cf. *saportana* (Heer) Vachr., *Cladophlebis* cf. *argutula* (Heer) Font., гинкговых *Ginkgo* cf. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera* ? sp. indet., *Phoenicopsis* aff. *angustifolia* Heer, хвойных *Elatocladus* sp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. (сборы Г.Е. Некрасова и Н.Б. Заборовской, определение А.Ф. Ефимовой, Г.Г. Филипповой и Е.Л. Лебедева) 70
5. Светлые серовато-зеленые разнообломочные андезитовые туфы, черные афировые андезиты с прослоями тонких голубовато-серых туфоалевролитов и туфопесчаников 155

Вышележащие слои уничтожены интрузией гранитоидов. Общая мощность разреза 550 м. На простирании описанных слоев на водоразделе ручьев Яйнаваяма, Осиновки и Акчори найдены отпечатки раковин пресноводных ракообразных, встречающихся в позднем мезозое, и отпечатки папоротников *Cladophlebis* cf. *argutula* (Heer) Font., *Desmophyllum* sp.

Более молодые слои подсвиты описаны Г.Е. Некрасовым на побережье р. Имповеема, к востоку от руч. Снежного:

Мошность, м

1. Тонкое переслаивание серых пепловых туфов и туффитов, мелкозернистых песчаников и аргиллитов 175
2. Углистые аргиллиты и сланцы 25
3. Тонкослоистые ксенотуфы андезитов с многочисленными обломками сланцев и обуглившимися растительными остатками в чередовании с серыми алевролитами, светло-серыми массивными пепловыми туфами и туффитами 200-250
4. Черные углистые аргиллиты с обильной примесью грубого пирокластического материала, с обуглившимися растительными остатками 15
5. Грубообломочные ксенотуфы андезитов 400

Суммарная видимая мощность разреза 815-865 м. Мощность нижней подсвиты во Внутренней губе, в бассейне р. Имповеема и в бассейне руч. Снежного 800-900 м.

Средняя подсвита рябинкинской свиты, согласно перекрывающая нижнюю, прослеживается узкой полосой северо-восточного простирания от о. Теланского на юго-западе до р. Имповеема на северо-востоке. Она сложена вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами, содержащими пласты каменного угля (рис. 16).

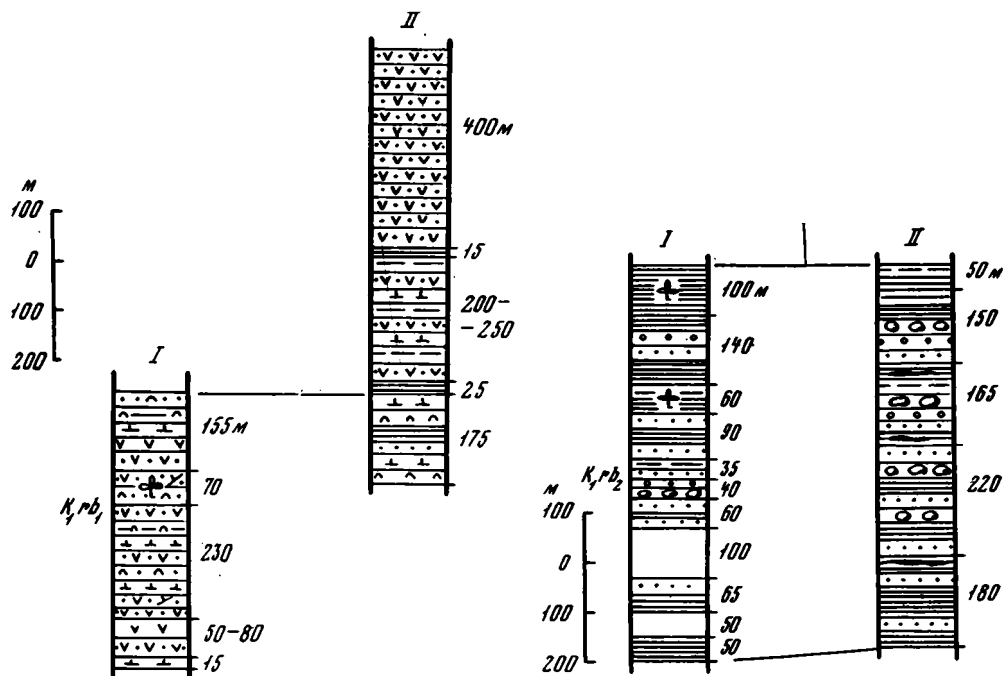


Рис. 15. Схема сопоставления стратиграфических разрезов отложений нижней подсвиты рябинкинской свиты Северо-Тайгоносской зоны

I — северо-западное побережье Внутренней губы (по Н.Б. Заборовской); II — побережье р.Имповеема к востоку от руч. Снежного (по Г.Е. Некрасову, 1964 г.)

Условные обозначения см. на рис. 2

Рис. 16. Схема сопоставления стратиграфических разрезов отложений средней подсвиты рябинкинской свиты Северо-Тайгоносской зоны

I — юго-западное побережье п-ова Теланского (по Н.Б. Заборовской); II — правобережье руч. Снежного (по Г.Е. Некрасову, 1964 г.)

Условные обозначения см. на рис. 2

На юго-западном побережье п-ова Теланского автором описан следующий разрез подсвиты:

	Мощность, м
1. Черные углистые сланцы и песчаники	165
2. Перерыв в обнажении	100
3. Серые крупнозернистые песчаники с гравийными и галечными зернами, содержащие три двухметровых прослоя черных углистых сланцев	60
4. Черные алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты	40
5. Серые разнозернистые песчаники с прослоями черных аргиллитов, алевролитов и конгломератов	35
6. Чередование черных и темно-серых углистых сланцев, алевролитов, аргиллитов, песчаников, гравелитов и конгломератов, содержащих неопределимые отпечатки флоры	395

Общая мощность разреза около 800 м. Верхи его уничтожены интрузией долеритов.

Северо-восточнее средняя подсвита хорошо обнажена в береговых обрывах Внутренней губы. Здесь из ее угленосных отложений Г.Е. Некрасовым и Н.Б. Заборовской собраны отпечатки папоротников *Coniopteris nympharum* (Heer) Vachr., *C. saportana* (Heer) Vachr., *Asplenium disksonianum* Heer?, гинкговых *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *G. pluripartita* (Schimp.) Heer, *Phoenicopsis speciosa* Heer.

Ph. cf. *magnifolia* Pryn., *Sphenobaiera* cf. *flobellata* Vassil., Sp. cf. *longifolia* (Pomel) Fl., хвойных *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yab., *Conites* sp., *Sequoia* sp. (шишки), *Pagiophyllum* sp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath.; а в борту правого истока р. Вискучуна, кроме почти всех этих форм, найдены также отпечатки хвощевых *Equisetites* sp., беннеттитовых *Enccephalartopsis* sp. nov., гинкговых *Ginkgo* ex gr. *huttonii* (Stern.) Heer, хвойных *Podozamites* cf. *eichwaldii* Schimp., *P. lanceolatus* L. et H., указывающие, по заключению А.Ф. Ефимовой и Г.Г. Филипповой, на апт-альбский возраст подсвиты, хотя не исключено, что низы разреза могут быть и доаптскими.

В бассейне р. Имповеема, на правом берегу руч. Снежного, в разрезе подсвиты, по данным Г.Е. Некрасова, обнажены:

	Мощность, м
1. Глинистые сланцы с редкими пластами песчаников (0,5–1 м), в верхней половине – с прослоями каменных углей (2–3 см)	180
2. Грубозернистые песчаники с шаровой отдельностью, содержащие остатки окаменелой древесины, с прослоями конгломератов и глинистых сланцев	220
3. Слоистые песчаники и гравелиты, конгломераты, глинистые сланцы и алевролиты. В подошве и кровле – горизонты углистых сланцев с пластами каменных углей (до 5 м)	165
4. Слоистые песчаники и гравелиты с прослоями конгломератов, глинистых сланцев и алевролитов	150
5. Черные углистые сланцы и алевролиты	50

Мощность подсвиты 765 м.

С юго-запада на северо-восток в разрезе подсвиты постепенно увеличивается количество грубообломочного материала, мощность и количество угленосных пластов. Возраст подсвиты на основании содержащейся в ней флоры апт-альбский. Не исключено, однако, что нижние горизонты подсвиты, развитые на побережье Внутренней губы, являются фациальными аналогами готеривской вануонской свиты.

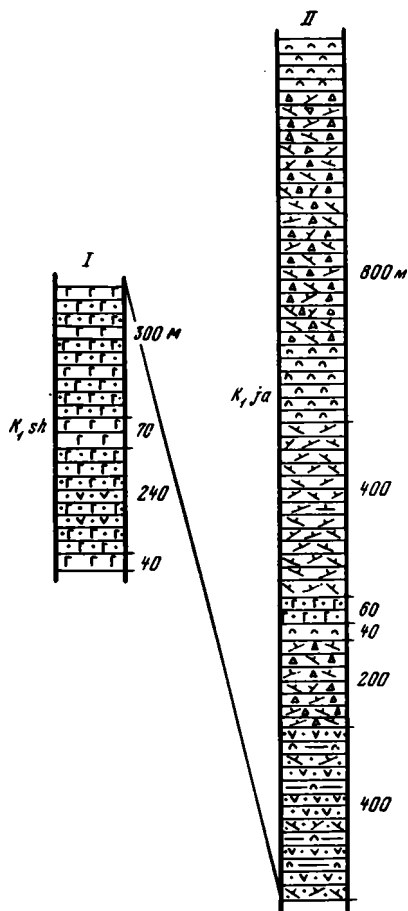
Верхняя подсвита рябинкинской свиты, согласно залегающая на средней, протягивается от северного побережья Внутренней губы на северо-восток до р. Имповеема. По данным Г.Е. Некрасова и нашим наблюдениям, в нижней части (1000 м) она представлена песчаниками, гравелитами, алевролитами, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, полосчатыми пепловыми туфами. В сланцах и алевролитах собраны отпечатки папоротников *Onychiopsis elongata* (Geyl) Yok., *Coniopteris onychioides* Vassil. et K.-M., *C. ex gr. saportana* (Heer) Vachr., *Cladophlebis pseudolobifolia* Vachr., гинкговых *Ginkgo* aff. *obrutchevii* Sew., *Pseudotorellia* cf. *nordenskioldii* (Nath.) Fl., хвойных *Podozamites* ex gr. *eichwaldii* Schimp., *Elatocladus* sp. aff. *manchurica* (Yok.) Yab., *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *Torreya* cf. *glacillima* Holl. Верхняя часть разреза (около 2000 м) сложена андезитами, андезито-базальтами, реже – их туфами. Выделяются две крупные пачки. Нижняя состоит из темных почти черных порфировых и афировых андезитов, содержащих маломощные прослои фиолетово-серых и зеленоватых туфов; в основании пачки залегают грубообломочные туфы андезито-дацитового состава. Верхняя пачка сложена темными, местами пятнисто окрашенными в фиолетово-буроватые и зеленоватые тона лавами, лавобрекчиями и кластолавами андезито-базальтов, изредка туфами основного и среднего состава. К северо-востоку от побережья Внутренней губы покровы быстро выклиниваются. Мощность подсвиты около 3000 м. Возраст ее на основании приведенного комплекса флоры, по заключению А.Ф. Ефимовой и Г.Г. Филипповой, апт-альбский.

В центральных и северо-восточных частях полуострова отложения рябинкинской свиты сохранились в основном в виде останцов в кровле Восточно-Тайгоносского массива гранитоидов. На подсвиты они здесь не подразделены. Литологический состав свиты сохраняется прежним. На левобережье р. Ван-Уоняво-

Рис. 17. Схема сопоставления стратиграфических разрезов отложений шовнинской и явоямской толщ Северо-Тайгоносской зоны

I — бассейн р.Ван-Уоньяояма (по Г.Е. Некрасову, С.И. Бондарчуку и Н.Б. Заборовской); II — верховья р.Явояма (по Г.Е. Некрасову, 1966 г., и Н.Б. Заборовской)

Условные обозначения см. на рис. 2



яма, где рябинская свита согласно залегаёт на вануонской, из ее отложений собраны остатки хвощевых *Equisetites* sp. indet., папоротников *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Arctopteris* sp. aff. *rarinervis* Samyl., *Coniopteris* cf. *burejensis* (Zal.) Sew., *C. nymphaeum* (Heer) Vachr., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *C. ex gr. sangarensis* Vachr., *C. dunkeri* Schimp., беннеттитовых *Nilssonsonia* sp. indet., гинкговых *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Pseudotorella* sp., хвойных *Podozamites* cf. *eichwaldii* Schimp., *P. cf. lanceolatus* L. et H. баррем (?)—аптского возраста (определения А.Ф. Ефимовой и Г.Г. Филипповой).

На левобережье р.Вавачуна В.А.Ивановым в отложениях свиты найдены отпечатки папоротников *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *C. aff. denticulata* Samyl., беннеттитовых *Nilssonsonia gigantea* Krysh. et Prym.,

N. orientalis Heer, гинкговых *Phoenicopsis* sp., *Desmiophyllum*, хвойных *Podozamites* sp. (определение Г.Г. Филипповой).

Общая мощность разреза и свиты в этом районе 870–900 м. Возраст ее, на основании приведенного в ее разрезах комплекса флоры, баррем—аптский (по заключению А.Ф. Ефимовой и Г.Г. Филипповой). Соотношения между вануонской и рябинкинской свитами позволяют предполагать их частичное взаимное замещение и рассматривать поэтому разрез нижнего мела как полный и непрерывный.

Отложения шовнинской толщи, выделенной Г.Е. Некрасовым, согласно залегающие на рябинкинской свите, протягиваются полосой северо-восточного простирания шириной от 1 до 3 км с левобережья р. Кенгевеема до правобережья р. Чекайваяма. В составе ее установлены зеленовато-серые и темные фиолетово-бурые массивные и миндалекаменные базальты и их туфы (рис. 17). В бассейне р. Ван-Уоньяояма Г.Е. Некрасов и С.И. Бондарчук составили следующий разрез толщи:

	Мощность, м
1. Темные фиолетово-бурые порфировые плагиобазальты	40
2. Серые грубозернистые туфы в переслаивании с массивными и тонкослоистыми пепловыми туфами и мелкозернистыми туфами среднего и основного состава	240
3. Зеленовато-сиреневые миндалекаменные порфировые базальты	70
4. Разнообразные по структуре туфы серого, зеленого и фиолетово-зеленого цветов преимущественно основного состава с горизонтами базальтов и пластинами пепловых туфов	300

Мощность разреза 650 м.

Северо-восточнее в бассейнах рек Вавачуна и Чекайваяма, по наблюдениям В.А. Иванова, толща сложена преимущественно доперитами, базальтами и андезито-базальтами, обычно темно-зелеными, реже — пестроокрашенными фиолетово-бурыми. Туфы базальтов и андезито-базальтов образуют редкие мало-мощные прослои (1–3 м). В бассейне р. Явояма в разрезе появляются горизонты алевролитов и отдельные прослои гравелитов. Мощность толщи здесь 300–500 м. Возраст ее на основании положения в разрезе условно апт-альбский.

Явоямская толща, выделенная Г.Е. Некрасовым, согласно залегает на шовинской и распространена в виде широкой полосы северо-восточного простира-ния на междуречье Кенгевеема и Вавачуна. Она сложена туфами андезитов, дацитов, липаритов, базальтов, дацитами и их кластолавами, туфоалевролитами (см. рис. 17). В верховьях р. Явояма Г.Е. Некрасов составил следующий раз-рез толщи:

	Мощность, м
1. Черные мелкообломочные туфы андезитов и дацитов, чередую- щиеся с темно-серыми слоистыми туфоалевролитами	400
2. Светло-зеленые кластолавы порфировых дацитов	200
3. Темно-серые с зеленоватым оттенком слоистые пепловые ту- фы	40
4. Темно-зеленые мелкообломочные туфы базальтов	60
5. Темно-серые, пепельно-серые порфировые дациты	400
6. Темно-серые пепловые туфы с горизонтом (580 м) серо-зе- леных кластолав дацитов	880

Видимая мощность толщи 2000 м.

Северо-восточнее, в междуречье Явояма и Вавачуна, она сложена, по дан-ным В.А. Иванова, массивными или рассланцованными серыми, светло-серыми, иногда буроватыми туфами, реже — дацитами. Мощность толщи здесь 1050–1100 м. Возраст ее по положению в разрезе условно апт-альбский.

Кайнозой. Из образований кайнозойской группы будет описана только кы-тыймская свита, завершающая разрез орогенного комплекса. Отложения свиты, выделенной И.Р. Якушевым в 1948 г., распространены на водоразделе рек Кенгевеема и Кривой, в нижнем течении рек Кривой, Большой Кальмач и Ма-лый Кальмач, Малая Чайбуха и Большая Чайбуха, в приустьевой части р. Ти-хой и в среднем течении р. Авековь. Свита сложена оливковыми базальтами, образующими не выдержанные по мощности и простираению покровы, их разно-обломочными туфами и туфобрекчиями, часто залегающими линзовидно, реже — дацитами и их туфами и подчиненными им по мощности линзами туфогенно-оса-дочных пород с прослоями лигнитов и многочисленными отпечатками палеогено-вой флоры. Отложения свиты ложатся с угловым и стратиграфическим несогла-сием на разновозрастные более древние толщи. В ряде мест установлено их налегание на позднемеловые гранитоиды. Большая фациальная изменчивость свиты не позволяет составить единого ее разреза.

Один из наиболее полных разрезов кытыймской свиты описан автором в районе устья р. Матуги, где к северу от тектонического контакта с верхне-пермскими песчано-глинистыми сланцами в морских береговых обрывах вскрыты:

	Мощность, м
1. Переслаивание вулканических брекчий, гравелитов, разнозерни- стых песчаников, алевролитов (сантиметры — десятки сантиме- тров), содержащих обуглившуюся древесину, растительный дет- рит и отпечатки флоры, среди которых А.Ф. Ефимовой определе- ны <i>Carpinus</i> (?) sp. cf. <i>grandis</i> Ung., <i>Carya</i> (<i>Hicoria</i>)? sp. . .	6–10
2. Серые миндалекаменные оливковые базальты	250

3. Чередование туфопесчаников и туфоалевролитов с подчиненными им по мощности прослоями туфоаргиллитов и туфогравелитов. Здесь собраны остатки *Taxodium dubium* Heer, *T. tinajorum* Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Platanus* sp. indet., *Corylus* sp., *Juglans* (?) sp., *Filia* ? (ex gr. *maimdreinii* Heer), *Populus* sp. ex gr. *balsamoides* Goerr., *Greviopsis* sp., *Carya* (*Nicoria*) sp. (определение А.Ф. Ефимовой) 40
4. Серые базальты 30-40
5. Брекчия из обломков и глыб серых плотных базальтов размером от сантиметров до нескольких метров, замещающаяся по простиранию черными пористыми оливковыми базальтами. Контакт с подстилающими базальтами неровный карманообразный 15
6. Линза туфопесчаников и туфоалевролитов 8
7. Красная брекчия из угловатых обломков черных, сиреневых и серых базальтов и их красных туфов размером до 1 м, сцементированных мелкими обломками тех же пород 5-25
8. Серые плотные массивные базальты 30
9. Линза туфопесчаников, туфогравелитов и туфоалевролитов, содержащих глыбы базальтов 70
10. Серые массивные и пористые оливковые базальты 50
11. Розовая брекчия из глыб оливковых базальтов 4
12. Перерыв в обнажении (шток гранитоидов) 150
13. Серые миндалекаменные оливковые базальты 150
14. Розовая базальтовая брекчия 10
15. Переслаивание туфопесчаников, туфоалевролитов, аргиллитов, кремнистых аргиллитов (1-10 см), содержащих прослой лигнита (до 20 см). В алевролитах собраны отпечатки *Metasequoia disticha* (Neer) Miki, *Taxodium* sp. indet. (определение А.Ф. Ефимовой) 30
16. Розовая базальтовая брекчия 20
17. Туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, аргиллиты с прослоями (до 2 м) серых и черных оливковых базальтов 35
18. Красные разнообломочные туфы базальтов 10
19. Серовато- и фиолето-бурые миндалекаменные оливковые базальты 40-50
20. Линза туфопесчаников, туфоалевролитов, аргиллитов 15-20

Мощность разреза 970-1020 м. Полная мощность свиты не более 1100 м.

Кроме перечисленных остатков флоры, Н.А. Леоненко (1968-1969 гг.) собрал из отложений толщи отпечатки двудольных *Populus balsamoides* Goerr., *Magnolia* ? *ovalis* Lesq., *Acer* sp., *Arundo pseudogoeppertii* Berry ?, *Trochodendroides* cf. *arctica* (Heer) Berry. По заключению А.Ф. Ефимовой, эта флора определяет палеогеновый возраст кытыймской свиты (не древнее эоцена).

ЮЖНО-ТАЙГОНОССКАЯ ЗОНА

Южно-Тайгоноская зона (рис. 18, см. вкл.) сложена нижнекаменноугольными и пермско(?)—юрскими морскими отложениями геосинклинального комплекса и верхнеюрско—нижнемеловыми наземными образованиями орогенного комплекса. Фациальные различия юрских отложений позволяют выделить в пределах зоны с северо-запада на юго-восток Вискичунскую и Нейнегскую подзоны.

Вискичунская подзона

В строении Вискичунской подзоны участвуют нижне-, средне- и верхнеюрские морские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования геосинклинального комплекса и согласно их перекрывающие верхнеюрско-нижнемеловые вулканогенные, вулканогенно-осадочные и угленосные континентальные толщи орогенного комплекса (см. рис. 18).

Геосинклинальный комплекс

Нижнеюрские отложения, выделенные Г.Е. Некрасовым, протягиваются 1,5–2-километровой полосой от устьев рек Тигиничу и Энгельватена на западном побережье п-ова Тайгонос на северо-восток до р. Кенгевеема. Это зеленовато-серые, реже – фиолетово-серые туфы андезитов и андезито-базальтов, туффи-ты, туфогравелиты и туфопесчаники, вулканомиктовые гравелиты и песчаники, обломочный материал которых представлен вулканогенными породами среднего и основного состава. В подчиненном количестве встречаются аргиллиты и песчано-глинистые сланцы, всегда содержащие пирокластический материал.

Низы разреза описаны Г.Е. Некрасовым между истоками руч. Лапки, где вскрыта толща светло-серых пепловых и грубообломочных туфов среднего и основного состава, а также разнообразных туффи-тов, туфопесчаников и туфогравелитов, горизонты алевролитов и сланцев мощностью до нескольких метров. В туфопесчаниках найдены многочисленные остатки брахиопод *Ochotorhynchia omolonensis* Dagys, позволяющие отнести эти слои к самым низам нижнего лейаса. Суммарная видимая мощность толщи 200–400 м. Более высокие горизонты разреза обнажены в 500–800 м севернее, ниже слияния двух истоков руч. Лапки:

Мощность, м

1. Зеленовато-серые кристаллокластические туфы среднего и основного состава, зеленовато-голубоватые афанитовые туфы и туффи-ты (сантиметры – метры) 500–600
2. Зеленоватые афанитовые туфы и туффи-ты с прослоями аргиллитов со знаками ряби на поверхности. Выше – косо- и грубослоистые туфогравелиты и туфопесчаники 150
3. Пестрая по составу пачка светлых зеленовато-серых туфогенных пород, в которых преобладают тонкослоистые мелко- и грубообломочные туфы и туфогенно-осадочные породы. В туфах собраны остатки позднеюрско-раннеааленских двустворчатых моллюсков *Meleagrinella* (?) sp. indet., *Oxytoma* sp. (*O. ex gr. toarciensis* Roll.), *Entolium* sp. indet., *Variamussium* ex gr. *personatum* (Ziet.), *Mytiloides* sp., морских лилий и звезд *Pentacrinus* sp. indet., *Asterioidea* gen. indet., белемнитов, папоротников *Cladophlebis* cf. *denticulata* (Brongn.) Font., *C. cf. williamsoni* (Brongn.) Prun. около 600

Суммарная мощность нижнеюрских отложений в бассейне руч. Лапки около 1500 м. По палеонтологическим данным, весь описанный разрез или по крайней мере его верхняя половина относится к нижней юре.

Северо-восточнее, в бассейне руч. Стрелы, Г.Е. Некрасов в отложениях сходного литологического состава собрал аммониты *Dactylioceras* sp. indet. и белемниты.

Далее к северо-востоку в разрезе начинают преобладать вулканомиктовые и осадочные породы. Типичным для этого участка является разрез водораздельной части р. Вискичуна и руч. Азохевеема (по Г.Е. Некрасову):

Мощность, м

1. Зеленоватые и зеленовато-фиолетовые вулканомиктовые песчаники и гравелиты 200
2. Серые пепловые туфы андезитов 10–15

3. Зеленовато-серые массивные, реже - слоистые среднезернистые вулканомитовые песчаники и туфопесчаники с горизонтами грубозернистых песчаников и гравелитов. Из песчаников собраны остатки двустворчатых моллюсков *Trigonia* sp. (*T. ex gr. engeli* Ben.), *Meleagrinnella* sp. indet., *Variamussium* sp.) и белемниты 550
4. Переслаивание пепловых туфов андезитов, глинистых и кремнистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников с *Dactylioceras* sp. indet. 100-150
5. Светло-зеленые тонкослоистые, волнисто-слоистые туфы андезитов с обильными остатками раковин двустворчатых моллюсков *Oxytoma* sp., *Entolium* ex gr. *demissum* (Phill.), а также *Variamussium* ex gr. *personatum* (Ziet.), *Holcobelus* sp. indet. 125-150

Мощность отложений в разрезе 1000 м.

Самые верхи разреза нижней юры вскрыты на правом и левом водоразделах р. Азохневеема в ее среднем течении, где автором описана следующая последовательность пород:

- | | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Серые тонкополосчатые алевролиты и туфоалевролиты | 700 |
| 2. Светлые голубовато-зеленые плотные массивные пепловые туфы с прослоями псаммитовых туфов, в которых обнаружены многочисленные остатки двустворчатых моллюсков <i>Oxytoma</i> aff. <i>startensis</i> Polub., <i>Entolium</i> sp., аммонитов <i>Pseudolioceras</i> ? sp. indet. и белемнитов. По заключению И.В. Полуботко, эта фауна характеризует раннюю юру, верхи тоара - низы аалена | 150 |
| 3. Зеленые туфы и туфопесчаники, красные туфопесчаники и туфогравелиты, в которых найдены остатки двустворчатых моллюсков <i>Meleagrinnella</i> cf. <i>substriata</i> (Münst.), <i>Oxytoma</i> sp. indet., <i>Variamussium</i> <i>pumilum</i> (Lamk.), <i>Modiolus</i> sp., аммонитов <i>Nastites</i> sp., определяющих, по заключению И.В. Полуботко и В.Н. Кинасова, возраст вмещающих отложений как тоарский . | 170 |
| 4. Серые туфопесчаники и черные аргиллиты | 80 |

Суммарная видимая мощность разреза около 1100 м.

На левом берегу р. Кенгеевеема в сходных по составу слоях найдены остатки *Mesoteuthis* sp. indet., *Megateuthis* sp. indet., *Ducoelites* sp. indet., *Nastites* sp. indet. Раннеюрский возраст толщи установлен на основании остатков фауны, собранной из разных частей ее отложений.

Среднеюрские отложения, выделенные в 1965 г. Г.Е. Некрасовым и Н.Б. Заборовской, протягиваются 1,5-2-километровой полосой северо-восточного простирания с северо-восточного побережья Внутренней губы по левобережью р. Вискичуна. Это разнообломочные туфы и туфогенные песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, кремнистые сланцы. Разрез их описан на водоразделе левых притоков рек Вискичуна, Лапки и Стрелки, где на содержащих фауну нижнеюрских отложениях согласно залегают:

- | | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Серовато-зеленые, зеленые разнообломочные туфы андезитов и базальтов с прослоями туфогравелитов, туфопесчаников, алевролитов и кремнистых сланцев | 300 |
| 2. Зеленовато-серые мелкозернистые туфопесчаники с остатками двустворок <i>Modiolus</i> sp. (<i>M. urmiensis</i> Pchel.) и ретроцерамов | 300 |
| 3. Переслаивание светло-зеленых мелкозернистых туфопесчаников с гравелитами и конгломератами | 400 |

4. Зеленовато-серые алевролиты с остатками двустворок *Camptonectes* ? sp. indet., *Modiolus* ex gr. *bolodekensis* Vor., *Protocardium* ? sp. indet., *Bureiamya* cf. *aleutica* (Eichw.), *Mactromya* ? ex gr. *laevigata* (Lah.), *Ostrea* sp. indet. и гастропод. Наиболее вероятный возраст этих ископаемых остатков — келловей (?) . В верхах этой пачки найдены бат-келловейские двустворки *Camptonectes* ex gr. *lens* (Sow.), *Retroserratus* sp. indet.

100

Общая мощность разреза 1100 м. Приведенный в нем комплекс фауны, по заключению И.В.Полуботко, свидетельствует, вероятно, о бат-келловейском возрасте вмещающих отложений. Условно весь разрез считается среднеюрским на основании того, что бат-келловейская фауна найдена в верхах разреза; нижние его слои, не содержащие фауны, залегают на фаунистически охарактеризованных нижнеюрских отложениях, а верхи перекрыты отложениями с верхнеюрской фауной.

Верхнеюрские отложения, выделенные Г.Е. Некрасовым, протягиваются с северо-восточного побережья Внутренней губы по левому берегу р. Вискичуна до верховьев р. Имповеема узкой 0,7–1,5-километровой полосой северо-восточного простиранья. Они представлены туфами среднего и основного состава, переслаивающимися с туфогенными песчаниками, гравелитами и вулканомиктовыми песчаниками, согласно залегающими на отложениях средней юры.

На левобережье р. Вискичуна в разрезе верхней юры, по данным Г.Е. Некрасова, выделяются:

	Мощность, м
1. Зеленовато-серые туфы базальтов и андезитов	300
2. Зеленовато-фиолетовые вулканомиктовые гравелиты	10
3. Зеленовато-серые мелкообломочные туфы базальтов	300
4. Темно-зеленые туфогравелиты с маломощными прослоями зеленовато-серых туфопесчаников с остатками двустворок <i>Aucella</i> ex gr. <i>mosquensis</i> (Buch).	70
5. Светло-серые туфы базальтов, туфопесчаники	40

Мощность разреза 720 м. На основании собранной в толще фауны и залегания ее на фаунистически охарактеризованных среднеюрских отложениях возраст ее позднеюрский.

Общая мощность отложений геосинклинального комплекса Вискичунской подзоны 3700–3850 м.

Орогенный комплекс

Верхняя юра — нижний мел нерасчлененные. Это толща континентальных вулканогенных и вулканогенно-осадочных, реже — осадочных образований базальтового и андезито-базальтового состава, залегающих согласно на верхнеюрских отложениях и слагающих лево- и правобережье р. Вискичуна.

На правом берегу р. Тигиничу (западное побережье п-ова Тайгонос) вскрыт следующий их разрез:

	Мощность, м
1. Темно-серые андезиты, андезито-базальты, иногда миндалекаменные (5–30 м), с прослоями их вишнево-красных туфов (0,5–10 м)	380
2. Переслаивание туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников и тонкообломочных туфов	50
3. Фиолетово-серые андезиты и андезито-дациты, темно-серые андезито-базальты и их лавовые брекчии (до 10 м) с прослоями красных и зеленовато-серых разнообломочных туфов	310

- | | |
|---|----|
| 4. Серые алевролиты, песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты с редкими прослоями тонкообломочных туфов среднего и основного состава | 20 |
| 5. Темно-серые миндалекаменные андезито-базальты с прослоями алевролитов, песчаников и гравелитов (0,5 м - метры). | 50 |

Верхи толщи вскрываются на правобережье р. Вискичуна:

- | | |
|---|-----|
| 6. Зеленовато-серые базальты с их агломератовыми и тонкообломочными туфами и лавовыми брекчиями | 195 |
| 7. Тонкослоистые фиолетово-черные андезитовые туфы | 30 |
| 8. Серовато-зеленые лавобрекчии базальтов | 50 |
| 9. Переслаивание черных углистых сланцев, темно-серых аргиллитов и серых алевролитов | 25 |
| 10. Темные зеленовато-серые базальты и андезито-базальты с прослоями красных туфов основного состава и отдельными прослоями черных аргиллитов и алевролитов (4-8 м) | 170 |

Общая мощность разреза 1280 м. Возраст описанных вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований считается поздневолжско-валанжинским на основании стратиграфического положения толщи и сходства слагающих ее пород с эффузивно-туфовыми породами вавачунской и теланской свит Северо-Тайгоносской зоны.

Мел. Нижнемеловые континентальные угленосные образования рябинкинской свиты, распространенные в нижнем течении р. Вискичуна, представлены аргиллитами, алевролитами, глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, конгломератами, глинистыми сланцами с прослоями каменных углей. К юго-востоку от устья р. Осиновки вскрывается следующий разрез:

Мощность, м

- | | |
|---|-----|
| 1. Черные углистые сланцы с редкими прослоями каменных углей (10-30 см), переслаивающиеся с зеленовато-серыми и серыми крупнозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами | 70 |
| 2. Перерыв в обнажении | 10 |
| 3. Переслаивание черных углистых сланцев с черными алевролитами, крупнозернистыми песчаниками и мелкогалечными конгломератами | 110 |
| 4. Черные углистые сланцы и алевролиты с крупными, до 1,0 м, известковистыми конкрециями лепешковидной формы и отпечатками хвойных <i>Podozamites cf. lanceolatus</i> (L. et H.) Braun, <i>Pityophyllum</i> sp. (определение Е.Л. Лебедева) | 45 |
| 5. Переслаивание сланцев, алевролитов, песчаников и мелкогалечных конгломератов | 125 |

Общая видимая мощность разреза 360 м. Далее к северо-востоку состав толщи не меняется. Возраст ее апт-альбский (по аналогии с отложениями рябинкинской свиты Северо-Тайгоносской зоны).

Общая мощность отложений орогенного комплекса Вискичунской подзоны около 1700 м:

Нейнегская подзона

Нейнегская подзона сложена морскими геосинклинальными нижнекаменноугольными кремнисто-известково-терригенными и нерасчлененными пермско (?) - юрскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, распространенными на водоразделе рек Вискичуна и Нейнега, на междуречье Нейнега и Мальмы, Кенегевеема и руч. Террасового (см. рис. 18).

Нижнекаменноугольные отложения, выделенные Г.Е. Некрасовым в 1965 г., сохранились в виде отдельных небольших полей в кровле Восточно-Тайгоносского гранитоидного массива. В их составе преобладают интенсивно ороговикованные, а на северо-востоке района – метаморфизованные песчаники, алевролиты и аргиллиты с резко подчиненными им по мощности прослоями известняков. Подошва и кровля разреза толщи не установлены. Общая мощность ее в разных разрезах 1350–2700 м.

В береговых обрывах р. Кенгевеема, на отрезке от устья руч. Кат до левого бережья руч. Румба, обнажаются:

	Мощность, м
1. Серые тонкослоистые мелкозернистые песчаники и серовато-бурые плотные массивные песчаные алевролиты	650
2. Буровато-черные актинолитово-гранатовые роговики по алевролитам	12
3. Ороговикованные серые мелкозернистые песчаники (0,5–1,5 м) и тонкорассланцованные темно-серые алевролиты (0,2–0,5 м)	220

Мощность описанной части разреза 880 м. Продолжение его прослеживается в левом борту р. Кенгевеема между устьями ручьев Кирика и Румба:

4. Ороговикованные буровато-черные и серые, иногда известковистые алевролиты (0,1–0,45 м) и буровато-зеленые и серые мелкозернистые песчаники (0,1–0,6 м), часто рассланцованные	125
5. Буровато-черные кордиерит-кварцевые роговики (5–6 м) по аргиллитам и черные алевролиты (0,1–0,15 м)	55

Более молодые горизонты разреза описаны на правом берегу р. Кенгевеема. В основании их расположена пачка ороговикованных серых мелкозернистых песчаников, известковистых песчаников и алевролитов, кордиеритовых рогови-ков (250 м). В песчаниках собраны остатки нижнекаменноугольных кораллов *Rugosa*, брахиопод *Rhynchopora* (?) *rhomboidae* Mir., *Rotaia* ex gr. *subtrigonia* (M. et W.), *Torynifer* ex gr. *pseudolineatus* (Hall), *Pseudosyrinx* sp. indet., *Spirifer* sp. indet., *Cancrinella* sp. indet., *Linoproductus* (?) sp. indet., *Athyris* (?) sp. indet., *Dielasma* sp. indet., мшанок *Fenestella* sp. indet., *Dyscritella* (?) sp. indet., морских лилий *Crinoidea* sp. indet. (определение В.М. Заводовского). Выше по разрезу расположены:

	Мощность, м
6. Буровато-черные тонкослоистые кордиерит-биогит-кварцевые роговики по аргиллитам и ороговикованные серые песчаники, мелкозернистые, хорошо сортированные	17
7. Черные слоистые ороговикованные глинистые алевролиты, сильно известковистые, с остатками мшанок <i>Fenestella</i> sp. indet	30
8. Тонкослоистые (1–2 мм) темно-серые ороговикованные алевролиты и черные аргиллиты с редкими прослоями (1,0–1,5 м) буровато-серых ороговикованных мелкозернистых песчаников	150
9. Черные неясно слоистые ороговикованные алевролиты с тонкими прослоями кордиерит-биогит-кварцевых рогови-ков по аргиллитам	200
10. Черные слоистые сильно известковистые алевролиты, в которых собрана обильная, но плохой сохранности фауна-мшанки <i>Fenestella</i> sp. indet., обломки стеблей крупных криноидей, – определяющая, вероятно, раннекаменноугольный возраст вмещающих пород, по заключению В.М. Заводовского . . .	40–45

Эта пачка протягивается по простиранию на северо-восток до руч. Куропача, на левобережье которого прослежено продолжение разреза:

- | | |
|---|---------|
| 11. Тонкослоистые серовато-буроватые кордиерит-биотит-кварцевые роговики с маломощными (0,1 м) прослоями темно-серых с буроватым огтенком филлитизированных глинистых сланцев | 450 |
| 12. Ороговикованные тонкорассланцованные черные и буровато-серые алевролиты и туфоалевролиты (0,8-1,0 м) | 140-150 |
| 13. Темно-серые рассланцованные филлитизированные аргиллиты с редкими маломощными (0,1-0,15 м) прослоями темно-серых мраморизованных известняков | 220-230 |

Мощность разреза около 2700 м.

В бортах долины руч. Террасового в нижнем течении вскрывается второй хороший разрез нижнекаменноугольных отложений (1125 м). Здесь собрано большое количество остатков брахиопод *Torynifer pseudolineatus* (Hall), *Spirifer* sp. indet., мшанок *Fenestella* sp., кораллов *Rugosa*, отпечатки и обломки стеблей крупных *Crinoidea* раннекаменноугольного возраста, по заключению В.М.Заводовского. Раннекаменноугольный возраст описанных отложений определяется на основании заключенной в них фауны.

Нерасчлененные пермско-юрские отложения, отнесенные Г.Е. Некрасовым (1972) к пермско-гриасовым и юрским образованиям, протягиваются 3-4-километровой полосой от верховьев р. Энгельватена по левобережью р. Нейнега до р. Кенгевеема и далее на северо-восток до бассейна р. Явояма. Ими же сложено лево- и правобережье р. Мальмы, участок западного побережья полуострова в районе м.Зубчатого, южная оконечность м.Тайгонос. В составе толщи установлены черные флюидальные дациты, андезиты и их туфы, алевролиты, песчаники, туфопесчаники и песчано-глинистые сланцы, в различной степени ороговикованные. Подошва толщи нигде не установлена.

В береговых обрывах м.Зубчатого в разрезе крупной антиклинали на интервале 10 км, по данным Г.Е. Некрасова, вскрываются вулканогенно-осадочные породы, превращенные в биотитовые, амфиболовые и кордиеритовые роговики, по которым все-таки удается восстановить первичный состав пород:

Мощность, м

- | | |
|--|---------|
| 1. Темно-серые массивные грубообломочные туфы и туфопесчаники | 250-300 |
| 2. Чередование черных углистых сланцев, туфов андезитов и андезит-дацитов, переходящих вверх по разрезу в переслаивание черных сланцев, алевролитов и серых песчаников. В сланцах из этой пачки собраны редкие отпечатки <i>Desmyorphyllum</i> sp. | 400-450 |
| 3. Порфиновые андезиты с маломощными линзовидными горизонтами туфов | 150-200 |
| 4. Массивно-слоистые грубообломочные туфы андезитов с горизонтами черных сланцев | 150 |

Далее после 1-километрового перерыва в обнажении прослеживаются:

- | | |
|--|---------|
| 5. Тонкослоистые песчано-глинистые сланцы и алевролиты | 100 |
| 6. Чередование грубо- и тонкослоистых, преимущественно волнистослоистых туфов и туфопесчаников | 400 |
| 7. Чередование белесых волнистослоистых песчаников с черными углисто-глинистыми сланцами | 400-450 |
| 8. Тонкое частое переслаивание глинистых сланцев, алевролитов и песчаников | 600 |
| 9. Массивные и слабо слоистые песчаники, превращенные в кварц-амфибол-полевошпатовые роговики | 250 |

Общая мощность разреза 2700–2900 м.

В бассейнах рек Мальмы и Нейнега низы пермско(?)–юрской толщи (1000–1200 м) обнажаются в коренном залегании в бортах р. Нейнега и в развалах на водоразделе рек Нейнега и Мальмы. В составе отложений здесь установлены черные флюидальные андезиты и их разнообразные туфы, полосчатые туффы, алевролиты и туфопесчаники. Верхы толщи (500–700 м), обнажающиеся на водоразделе ручьев Мальмы и Гольца, представлены слоистыми зеленовато-серыми вулканомиктовыми песчаниками, среднеобломочными и пепловыми туфами андезитов, зеленоватыми туфопесчаниками, аргиллитами, кремнистыми аргиллитами. В этих слоях на левом берегу руч. Гольца обнаружены многочисленные остатки раковин двустворчатых моллюсков *Meleagrinea margacea* (Roll.), *Modiolus* cf. *bolodekensis* Vor., *Pleuromia* aff. *elongata* (Münst.) Ag., *Gresslya concentrica* Ag.?, *Bureiomya* sp. indet., определяющие, по К.В. Паракецову, позднеюрский возраст пород. Суммарная мощность толщи здесь около 1500–2000 м.

В северо-западном экзоконтакте Восточно-Тайгоносского массива, на левом водоразделе руч. Вискичуна и на левобережье р. Нейнега, в ее верхнем и среднем течении, рассматриваемые отложения изучались исключительно по развалам, а в северо-восточной части полосы их распространения – по редким высыпкам среди почти сплошь заболоченной местности. С северо-запада полоса этих вулканогенных образований ограничена фаунистически охарактеризованными и близкими им по составу нижнеюрскими отложениями. Граница с ними ввиду плохой обнаженности и отсутствия фауны в нерасчлененных отложениях перми(?) – юры не установлена. В составе отложений рассматриваемой толщи общей мощностью 2500–3000 м участвуют зеленовато-серые, коричневатозеленоватые грубообломочные туфы и туфоконгломераты андезитового состава, слоистые зеленовато-серые туфы и туфопесчаники того же состава и светло-зеленые афанитовые туффы с многочисленными включениями изверженных и осадочных пород. Реже встречаются кремнистые аргиллиты, алевролиты и глинистые сланцы. Эти породы по составу близки отложениям верхней юры левобережья р. Вискичуна. На левом берегу р. Нейнега в них найдена пеллипода, возраст которой с большой долей вероятности определен А.Ф. Ефимовой как позднеюрский.

Пермско(?)–юрский возраст толщи в целом принят условно на основании следующих соображений. К северу от области ее развития в пределах Северо-Тайгоносской зоны развит непрерывный разрез верхнепермско-альбских отложений. В составе зерен слагающих их осадочных и туфогенно-осадочных пород установлено большое количество материала пирокластического происхождения андезитового и андезито-базальтового состава. Метаморфические архейские(?) комплексы Авековской зоны не могли быть его источником. Остается предположить, что он поступал из южных районов полуострова. Это и заставляет с большой долей условности считать пермской нижнюю возрастную границу рассматриваемой вулканогенно-осадочной толщи. Присутствие же в породах остатков фауны позднеюрского возраста определяет ее верхнюю возрастную границу.

ПЕНЖИНСКАЯ ЗОНА

В строении этой зоны, охватывающей узкую полосу юго-восточного побережья п-ова Тайгонос, бассейн руч. Гольца и восточное побережье п-ова Елистратова (см. рис. 18), участвуют морские геосинклинальные кремнисто-вулканогенные и осадочные отложения верхов верхней юры и нижнего мела и преимущественно континентальные орогенные отложения верхнего мела, существенно отличающиеся по литологическим и фаціальным особенностям от разновозрастных отложений Северо- и Южно-Тайгоносских зон и идентичные разновозрастным образованиям Северо-Западной Камчатки (Авдейко, Пергамент, 1964; Авдейко, 1964, 1966, 1968; Пергамент, 1965 а, б).

В составе геосинклинального комплекса выделяются нерасчлененные отложения волжского яруса – валанжина, волжского яруса – берриваса (хингивеевская свита), берриваса – раннего баррема (мялекасынская и тылакрьская свиты), позднего баррема – апта (кармаливаямская свита), слагающие юго-восточное побережье п-ова Тайгонос (см. рис. 18), и валанжина (мялекасынская свита), готерива – баррема (свита "Маметчинских гор"), апта (кармаливаямская свита), альба – сеномана, развитые в восточной части п-ова Елистратова (см. рис. 18 и 20).

Юго-восточная часть п-ова Тайгонос. По данным Г.Е. Некрасова, отложения волжского и валанжинского ярусов нерасчлененные, распространенные в бассейнах Гольца и Нейнега, представлены черными алевролитами и аргиллитами, иногда – туфоалевролитами и туфоаргиллитами с маломощными пластами вулканомиктовых, нередко глинистых песчаников и туфопесчаников, а также светло-зелеными кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами с редкими линзами тонкослоистых кремнисто-карбонатных пород.

Низы разреза, установленные в истоках руч. Каньона, сложены тонкослоистыми мелкозернистыми песчаниками и темно-серыми, синевато-серыми аргиллитами, содержащими редкие линзовидные прослои (20–35 см) кремнисто-карбонатных пород. В аргиллитах собраны остатки двустворок *Aucella ex gr. laguseni* Pavl., *A. ex gr. volgensis* Lah., *Phylloceras* ? sp. indet., датирующие, по заключению К.В. Паракецова, описанные слои нижним валанжином. Видимая мощность отложений 200–250 м. Более молодые слои описаны на левом берегу руч. Гольца, против устья р. Каньона. Здесь установлены известковистые алевролиты со сферонидальными глинисто-известковистыми стяжениями в переслаивании с песчаниками и туфопесчаниками; выше – неясное чередование темно-серых мелкозернистых песчаников, отчасти глинистых песчаников и черных известковистых алевролитов, содержащих тонкие слои ауцеллового ракушняка и редкие линзы и прослои (20–35 см) карбонатных пород. В алевролитах собраны двустворки *Aucella cf. uncitoides* Pavl., *A. sibirica* Sok. ?, *A. cf. inflata* Toul., относящиеся, по определению К.В. Паракецова, к среднему – позднему валанжину. Мощность пачки 50–70 м.

Продолжение разреза наблюдается на правобережье руч. Гольца, где в бортах руч. Каньона прослежены:

	Мощность, м
1. Черные алевролиты и аргиллиты с редкими пластами (10–12 м) вулканомиктовых песчаников и туфопесчаников. В алевролитах собраны плохо сохранившиеся отпечатки ауцелл средне-поздневаланжинского облика. На простирании верхних слоев этой пачки в верховьях руч. Каньона в алевролитах собраны остатки двустворчатых моллюсков <i>Aucella cf. inflata</i> Toul., <i>A. crassicollis</i> Keys. ?, <i>A. ex gr. keyserlingi</i> Lah. (средний и поздний валанжин)	300
2. Черные листоватые глинистые и песчано-глинистые сланцы с отпечатками средне-поздневаланжинских ауцелл	350
3. Переслаивание темно-серых алевролитов и песчаников, в верхах – чередование черных алевролитов, светло-зеленых кремнистых алевролитов и зеленоватых базальтовых туфов.	500

Общая мощность разреза около 1500–1800 м. Волжско-валанжинский возраст толщи в целом с некоторой долей условности принят на основании находок валанжинской фауны в верхней половине разреза и отсутствия ее в низах разреза.

На юго-восточном побережье п-ова Тайгонос в бассейнах рек Клада, Витаетглы, руч. Поворотного развита мощная толща кремнисто-вулканогенных и осадочных пород и метаморфических образований, подошва и кровля которой в районе не вскрыты. Для нее характерны мощнейшие зоны милонитов, сильно

изменяющих облик отдельных частей разреза, и горизонты сильно брекчированных и смятых в микроскладки пород. В юго-западной части района в составе толщи установлены разнообразные кремнистые сланцы, кремнистые аргиллиты и алевролиты, туфы, туфопесчаники, спилиты и диабазы с линзами и горизонтами яшм, прослои и линзы мраморизованных известняков, конгломератов, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты. Северо-восточнее, на простирании толщи на правобережье руч. Поворотного, появляются зеленые сланцы и гранатовые амфиболиты, а на левобережье руч. Поворотного — амфиболовые сланцы, кристаллические сланцы, амфиболиты, линзы мраморов. Соотношения их с метаморфизованными кремнисто-вулканогенными и осадочными отложениями требуют уточнения.

Рассматриваемые отложения образуют в стратиграфической последовательности ряд свит, согласно залегающих одна на другой и аналогичных одновозрастным образованиям Северо-Западной Камчатки: кингвеевскую позднеюрско-берриасового возраста, мялекасынскую и тылахрыльскую нерасчлененные берриас-раннебарремского возраста и кармаливаямскую позднебаррем-аптского возраста.

Кингвеевская свита, выделенная Г.Е. Некрасовым, составляет северо-восточную часть м. Входного Правого, п-ов Поворотный и разделяющий их безымянный полуостров. Свита сложена мощными пачками вулканогенных и терригенных пород. В видимом основании ее на юго-западном побережье п-ова Поворотного, по М.С. Маркову, вскрываются:

1. Черные глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников (10–15 м)	100–150
2. Черные глинистые сланцы	250
3. Переслаивание темно-серых песчаников с черными глинистыми сланцами	240
7. Переслаивание черных глинистых сланцев, содержащих многочисленные стяжения кремнисто-карбонатного состава, и темно-серых мелкозернистых песчаников (1,5–10 м) с маломощными горизонтами гравелитов (до 30 см)	100
8. Красноватые и сероватые тонкослоистые кремнистые сланцы	30

Видимая мощность разреза 720–770 м.

Верхняя половина разреза свиты описана М.С. Марковым в обрывистых берегах восточного побережья п-ова Поворотного:

Мощность, м

1. Зеленовато-серые спилиты с зеленоватыми, сероватыми и ярко-красными полосчатыми кремнистыми прослоями	300
2. Серые мелкозернистые песчаники с отдельными прослоями глинистых сланцев и туфогравелитов	300
3. Переслаивание зеленовато-серых и темно-зеленых спилитов, нередко брекчированных и содержащих невыдержанные по простиранию прослои алевролитов и глинистых сланцев	200
4. Черные и серые алевролиты с редкими прослоями черных глинистых сланцев (до 2 м)	100
5. Черные алевролиты, переслаивающиеся с зеленовато-серыми спилитами	50
6. Серые мелкозернистые песчаники и алевролиты, содержащие отдельные прослои черных глинистых сланцев	100
7. Спилиты с невыдержанными прослоями передробленных черных глинистых сланцев	70
8. Черные глинистые сланцы и алевролиты с серыми и зеленовато-серыми мелкозернистыми известковистыми песчаниками (до 3 м), часто будинированными	150

9. Зеленые спилиты с линзами и прослоями серых кремнистых пород и обломками черных глинистых сланцев	15
10. Черные глинистые сланцы	50
11. Зеленые спилиты с неправильной формы включениями зеленых и красных яшм	150
12. Зеленые спилиты, переслаивающиеся с черными брекчированными глинистыми сланцами	60
13. Зеленые спилиты с прослоями черно-зеленых полосчато-окрашенных кремнистых сланцев. В средней части пачки - 10-метровой прослой крупнозернистых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов	100

В коренных выходах прослежено фациальное замещение этой пачки по простиранию осадочными породами согласно залегающих выше образований мялекасынской и тылакрьльской свит.

Общая мощность свиты 2350-2400 м.

М. С. Марков в 1963 г. в кремнисто-вулканогенных породах нижней части этой толщи обнаружил радиолярии удовлетворительной сохранности: *Cenospira* sp., *Carpospira* sp., *Cenellipsis* cf. *compressa* Hinde, *Tricolocapsa pilula* Hinde, *Tricolocapsa elongata* Hinde, *Tricolocapsa* sp., *Dictyomitra* sp. (разные виды), *Lithocampe* aff. *sichotica* Zham., *Lithocampe* sp. sp. (разные виды). По заключению Р. Х. Липман, данный комплекс радиолярий близок к тетюхинскому верхнетриасовому комплексу радиолярий, установленному А. И. Жамойда (1958 г.) для Ольга-Тетюхинского района Сихотэ-Алиня, а также имеет много общего с радиоляриями с о. Борнео. Однако следует указать, что радиолярии этого комплекса сходны с радиоляриями кингивеевской свиты Северо-Западной Камчатки, возраст которой ранее считался триасово-юрским (Михайлов, 1955, 1959; Михайлов и Заединова, 1960), затем - позднеюрско-валанжинским (Похиалайнен, 1967, 1964 г.; Авдейко, 1966, 1968; Пергамент, Похиалайнен, 1970). Г. Е. Некрасов и Н. Б. Заборовская в 1965 г. нашли в алевролитах и глинистых сланцах м. Поворотного остатки раковин неопределимых двустворчатых моллюсков, среди которых установлен фрагментарный отпечаток тонкорребристой раковины, возможно, ауселлы. На основании всех этих данных возраст свиты с некоторой долей условности считается позднеюрско-берриасовым.

Грубообломочные осадочные отложения, отнесенные Г. Е. Некрасовым в 1964-1965 гг. к нерасчлененным мялекасынской и тылакрьльской свитам, протягиваются узкой 2-3-километровой полосой северо-восточного простирания от юго-западного побережья м. Входного Правого до восточного побережья п-ова Поворотного. Разрез их описан автором в морских береговых обрывах на участке, расположенном к югу от устья руч. Поворотного, где на кремнисто-вулканогенных отложениях кингивеевской свиты согласно залегают:

Мощность, м

1. Пестрые конгломераты из гальки и валунов (от долей сантиметра до 20-30 см) и глыб (до 1,5 м) белого кварца, темно-серых алевролитов, черных аргиллитов и алевролитов с призматическим слоем верхнепермских (?) колымий (?), разноцветных кремнистых пород, цветных мраморов, зеленых спилитов и диабазов, темно-зеленых амфиболитов, красных и зеленых яшм, серых диоритов, даек среднего состава, темных, почти черных ультраосновных пород, сцементированных более мелкими обломками тех же пород, в верхах пачки переслаивающиеся с серыми гравелитами, разнозернистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами (до 2 м). На левобережье руч. Витаеттчи, по данным Г. Е. Некрасова, в одном из прослоев глинистых сланцев, относящихся к этой

- пачке, найдены остатки двусторчатых моллюсков *Aucella cf. sibirica* Sok., *A. ex gr. keyserlingi* Lah., *A. cf. weerthi* Pavl., характерных для валанжина 400
2. Толща ритмичного переслаивания темно-серых гравелитов, песчаников и черных алевролитов. Мощность ритмов 10-15-20 см. Встречаются отдельные прослои темно-зеленых плохо сортированных конгломератов (до 6 м), в гальке которых преобладают гипербазиты и полосчатые амфиболиты. 1400-1600

О характере чередования прослоев в верхней части этой толщи можно судить по разрезу, описанному автором в морских береговых обрывах на левом берегу руч. Крошки:

Мощность, м

1. Ритмичное чередование зеленовато-серых гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, образующих прослои мощностью до 20-40 см, реже - 1,5-2,0 м. В нижней части пачки наблюдается последовательная смена гравелитов крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность каждого ритма 15-20 см - 1,5-2,0 м. Границы прослоев обычно ровные, четкие, без следов размыва, реже - со следами размыва, карманообразные. В средней части пачки увеличиваются мощности грубозернистых прослоев и ритмов, в верхней - возрастает роль аргиллитов и алевролитов 100-110
2. Черные окремненные алевролиты, раскалывающиеся на параллельные пластинки мощностью 0,5-1,0 см, с редкими прослоями (10 см) среднезернистых зеленовато-серых песчаников. 10
3. Пачка, аналогичная пачке 1 15
4. Черные алевролиты, аналогичные алевролитам слоя 2 50
5. Пачка, аналогичная пачке 1 40
6. Тонкое переслаивание черных алевролитов в нижней части пачки - с мелкозернистыми зеленовато-серыми песчаниками, в верхней - с черными аргиллитами 30-40

Общая мощность мялекасынской и тылакрьельской свит 1800-2000 м. Они образуют единый комплекс грубообломочных отложений с очень постепенным уменьшением размера обломочного материала вверх по разрезу. В стратотипическом разрезе на Северо-Западной Камчатке эти свиты отчетливо подразделяются на мялекасынскую свиту с фауной валанжинских ауцелл и тылакрьельскую свиту с готеривскими иноцерамами и аммонитами. По аналогии с Северо-Западной Камчаткой, возраст этих свит на Тайгоносе считается берриас-раннебарремским.

Осадочные и вулканогенно-осадочные отложения кармаливаямской (?) свиты, выделенные Г.Е. Некрасовым в 1967 г. после совместных с автором работ, распространены в северо-восточной части п-ова Поворотного к югу от устья руч. Поворотного, где, по данным Н.Б. Заборовской и М.С. Маркова, на грубообломочных отложениях мялекасынской и тылакрьельской свит согласно залегают:

Мощность, м

1. Темные голубовато-серые плотные массивные отчетливо слоистые карбонатно-кремнистые алевролиты с большим количеством линз и различного размера прослоев мраморизованных известняков, в верхах пачки - с прослоями светло-зеленых спилитов (до 1 м), содержащих линзочки и неправильной формы включения кварца, мраморов и зеленых яшм. 80

2. Черные глинистые сланцы с изометричными, реже – линзо- видными белыми кварц-карбонатными включениями (от 1 мм до 3–4 см)	10
3. Светло-зеленые кремнеистые спилиты	80

Продолжение разреза прослеживается по ручью, впадающему в море в 200 м северо-восточнее руч. Крошки:

4. Темно-серые алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями темно-зеленых спилитов	200
5. Зеленые и светло-зеленые рассланцованные и массивные спи- литы с прослоями агломератовых туфов основного состава	200
6. Глинистые сланцы и алевролиты с редкими прослоями спили- тов	180
7. Зеленые спилиты	100
8. Черные плотные кремнистые алевролиты и глинистые сланцы с редкими прослоями сильно рассланцованных спилитов	200
9. Темно-зеленые спилиты	100
10. Пачка пород, аналогичных пачке 8, но сильно метаморфизо- ванных	150
11. Темно-зеленые спилиты	100
12. Коричнево-фиолетовые биотитовые роговики	100

Общая мощность свиты в этом разрезе около 1500 м. По аналогии с Северо-Западной Камчаткой и положению свиты в разрезе возраст ее считается позднебаррем-аптским (Пергамент, Похилайнен, 1970).

По данным Г.Е. Некрасова и М.Л. Гельмана (1964–1965 гг.), вблизи устья руч. Поворотного в отдельных зонах шириной в несколько десятков и сотен метров породы кармаливайской (?) свиты сильно метаморфизованы и превращены в альбит-эпидот-актинолитовые, альбит-эпидот-хлоритовые, хлоритовые, двуслюдяные, биотит-хлоритовые и другие сланцы. Далее к северо-востоку, в междуречье Поворотного и Кентгеева, среди перечисленных метаморфических пород в большом количестве появляются амфиболиты, амфиболовые сланцы, метаморфизованные доломиты, скарноиды и биотит-кордиеритовые роговики. Мощность метаморфических пород 1500–2000 м. Общие особенности строения разреза, наличие метаморфизованных основных эффузивов, присутствие яшм с типичной плейчатой текстурой и кирпичной окраской, доломитовый характер линз карбонатных пород позволяют видеть в метаморфических породах измененные аналоги кармаливайской (?) свиты, хотя среди них возможны также аналоги мялекасынской и тылакрьильской свит. Метаморфизованные и неметаморфизованные отложения кармаливайской свиты вызывают единую положительную аномалию магнитного поля, протягивающуюся от бухты Тайгонос до устья р. Кентгеева.

Восточная часть п-ова Елистратова¹. Разрез геосинклинального комплекса начинается здесь отложениями мялекасынской свиты, установленными в бухте Горные Кузнецы. В основании разреза, в ядре антиклинальной складки, на серых с желтовато-зеленым оттенком кератофирах (около 100 м) залегают серые, зеленые, бурые и красновато-бурые туфоалевролиты, туфопесчаники разной степени зернистости, туфоконгломераты с галькой туфопесчаников, туфоалевролитов, андезитов, липаритов, гранодиоритов и диоритов. К верхней части разреза приурочены покровы кислых лав. В связи с тем, что породы толщи сильно передроблены, составить полный разрез ее и достоверно опре-

¹ В разработке стратиграфической схемы отложений п-ова Елистратова в разные годы принимали участие В.С. Смолич, Н.Е. Калинин, М.А. Пергамент, Г.П. Авдейко, Ю.П. Костин, М.С. Марков, Е.Л. Лебедев, Н.Б. Заборовская.

делить мощность невозможно. Из средней части толщи автор и М.С. Марков собрали остатки двустворок *Aucella volgensis* Lah., *A. terebratuloides* Lah., *A. cf. terebratuloides* Lah., *A. bulloides* Lah., *A. cf. lahuseni* Pavl., *A. cf. fischeriana* Orb., *A. cf. unschensis* Pavl., *A. aff. gabbi* Pavl., свидетельствующих о ранневаланжинском (берриасовом) возрасте вмещающих слоев, по заключению Г.П. Авдейко. Из верхней ее части собраны остатки двустворчатых моллюсков *Aucella terebratuloides* Lah., *A. cf. terebratuloides* Lah., *A. cf. keyserlingi* Lah., *A. cf. lahuseni* Pavl., *A. ex gr. bulloides* Lah. и др. Литологический состав недеформированных пород, общность видового состава ауцелл и однотипное положение в разрезах позволяют относить эту толщу к мялекасынской свите валанжинского возраста, выделенной А.Ф. Михайловым и И.Е. Заединовой (1960) в Таловских горах Камчатки, где ее мощность достигает 1500 м. Возможно, что 100-метровая пачка кератофиров в основании описанного разреза относится к кингивеевской свите, которая в Таловских горах сложена вулканогенно-кремнистыми породами, согласно подстилающими отложения мялекасынской свиты.

Выше по разрезу в береговых обрывах полуострова вскрываются отложения свиты "Маметчинских гор". Отложения свиты распространены на северном побережье п-ова Елистратова и в бухте Горные Кузнецы. В бухте Горные Кузнецы составлен следующий их разрез:

	Мощность, м
1. Туфопесчаники мелко- и среднезернистые, бурые и серые, с прослоями туфоалевролитов и редкими прослоями (до 1 м) туфобрекчий андезито-базальтового состава. В средней части пачки встречен прослой гравелита (3 м). В породах собраны обломки призматического слоя иноцерамов, мелкие давленные гастроподы, обломки белемнитов, а в верхней части пачки - двустворки <i>Inoceramus cf. colonicus</i> Anderson, давленные остатки <i>Inoceramus ex gr. aucella</i> Trautschold, <i>Oxytoma</i> (?) sp. indet., <i>Ostrea</i> sp. indet., <i>Modiolus</i> (<i>Volsella</i>) sp. indet.	64
2. Туфопесчаники, часто косослоистые, с растительным детритом на плоскостях слоистости, туфоалевролиты с шаровой отдельностью и подчиненные им по мощности туфогравелиты	72
3. Окварцованные туфоалевролиты, сменяющиеся выше по разрезу массивными мелкозернистыми песчаниками. Выше расположена пачка переслаивания тех же песчаников (20 см - 1,0-1,5 м) с туфоалевролитами (1,0-5,0-6,0 м) и маломощными (до 15-20 см) прослоями зеленоватых литокристаллокластических туфов	55
4. Задернованный склон	17

Видимая мощность свиты в этом разрезе 208, на северном побережье полуострова - 100-120 м.

Ископаемые, собранные в отложениях свиты, по заключению определявшего их М.А. Пергамент, свидетельствуют о позднеготерив-раннебарремском возрасте вмещающих слоев. В стратотипических разрезах свиты "Маметчинских гор" на восточном побережье Пенжинской губы, кроме того, встречаются остатки готеривских симбирскитов, в том числе *Simbirskites aff. decheni* Pavl., *S. cf. umonatifformis* Pavl. и др.

Образования кармаливаямской свиты, установленные лишь на северном побережье п-ова Елистратова, согласно залегают на подстилающих готерив-барремских отложениях. В основании разреза обнажается толща туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоалевролитов и аргиллитов, переслаивающихся с туфами андезито-базальтов. В нижней трети ее найден обломок призматического слоя иноцерамов, а в самом верху - *Aucellina* (?) *artiensis* (Orb.) Pompr., определяющая аптский возраст вмещающих отложений. Мощность этой толщи 110 м. Она перекрывается пачкой туфопесчаников и туфоалевролитов мощностью в

20 м. Общая неполная мощность свиты около 130 м. Верхняя часть ее разреза отсутствует.

Нерасчлененные образования альбского и сеноманского ярусов установлены на восточном побережье п-ова Елистратова. В основании разреза расположен прослой (5–6 м) серых туфогазелитов, перекрывающийся толщей тонкого песчаника мелко-, реже – крупнозернистых серых и черных песчаников с темно-серыми туфоалевролитами (2–3 м) с шаровидно-скорлуповатой отдельностью. В верхах толщи серые песчаники содержат конкреции (1–5 см в диаметре) черных мелкозернистых туфопесчаников. Видимая мощность толщи около 350 м. В отложениях ее собраны многочисленные остатки двустворок *Inoceramus* cf. *pennatulus* Perg., *In. aff. pennatulus* Perg., *In. sp. (aff. nipponicus Nag. et Mat.)*, *Inoceramus* sp. (тихляваемского облика), *Pecten* sp., *Ostrea* (?) sp. indet. и брахиопод *Rhynchonella* (?) sp. indet., давленные остатки морских ежей и др. (определения М.А. Пергамент). Отсюда же собраны аммониты *Eogaudryceras* sp., *Melchiorites* (?) sp. (определение Н.П. Лупова и В.Л. Егояна). По заключению М.А. Пергамент, возраст слоев, вмещающих эту фауну, не может быть определен точнее, чем альб-сеноманский. Присутствие в них остатков иноцерамов, напоминающих моллюсков этого рода из так называемой тихляваемской свиты, может при дополнительных сборах уточнить возрастную характеристику горизонта в пределах верхнего мела (сеноман-турон).

Орогенный комплекс

Образования орогенного комплекса Пенжинской зоны представлены прибрежно-морскими и континентальными отложениями валижгенской (пенжинский горизонт) и быстринской свит поздне-раннесенонского возраста, развитыми в восточной части п-ова Елистратова.

Отложения пенжинского горизонта установлены на северном и восточном побережье полуострова, а также в бухте Горные Кузнецы. В береговых обрывах северного побережья полуострова вскрываются:

Мощность, м

1. Конгломераты разногалеchnые из гальки эффузивно-осадочных пород и гранитоидов (до 10 см) и гравелиты 50
2. Косослоистые песчаники с маломощными прослоями углистых аргиллитов, с многочисленными отпечатками флоры: *Hepaticites jimboi* (Krysht.) Vachr., *Anemia* aff. *piskranensis* Krysht. et Baik., *Asplenium disksonianum* Heer, *Cladophlebis* cf. *arctica* (Heer) Krysht., *Cl. cf. oerstedtii* (Heer) Sew., *Cl. frigata* (Heer) Sew., *Gleichenia* sp., *Cephalotaxopsis heterophylla* Hollick, *C. intermedia* Hollick, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *Sequoia* sp., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Agathis borealis* Heer, *Ginkgo* ex gr. *digitata* (Brongn.) Heer, *G. ex gr. adiantoides* (Goepp.) Heer, *Cissites pergamentii* sp. n., *Credneria* aff. *grewiopsoides* Hollick, *C. aff. dentata* Vachr., *Grewiopsis* sp., *Protophyllum borealis* Vachr. sp. n., *Pr. aff. ignatianum* Krysht. et Baik., *Protophyllum* sp., *Pseudoprotophyllum venustum* Hollick, *Pretospermis* sp., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Viburnum* sp. n., *Viburnum* sp., *Zizyphus* cf. *kolymensis* Krysht., *Z. aff. mackayi* Bell. (определение Е.Л. Лебедева) 100
3. Конгломераты из хорошо окатанной гальки (до 15–20 см), сцементированной песчаным материалом 200
4. Серовато-зеленые мелкозернистые песчаники, параллельно-, иногда – косослоистые, в нижней части – с прослоями зольного угля и углистого аргиллита 50

Видимая мощность свиты в этом разрезе 400 м, в разрезе бухты Горные Кузнецы – 440 м.

На Северо-Западной Камчатке возраст валижгенской свиты по соотношению со слоями, охарактеризованными фауной, определен М.А. Пергаментом как поздне-турон-коньякский (Пергамент, 1961). Это заключение о возрасте пенжинского горизонта на п-ове Елистратова, по мнению Е.Л. Лебедева, подтверждается найденной в отложениях флорой.

Быстринская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю, сложенную морскими терригенными отложениями с фауной, и верхнюю, лагунно-континентальную, содержащую растительный детрит. Обе подсвиты выделяются в разрезе северного побережья полуострова и бухты Горные Кузнецы. В бухте Горные Кузнецы вскрывается следующий разрез нижней подсвиты:

Мощность, м

1. Бурые песчаники, гравелиты и зеленовато-серые валунные мелкогалечные конгломераты с обугленными и кремневыми растительными остатками. Из верхней части пачки собраны остатки двустворок *Pinna* sp. (aff. *pontica* Anders.), *Pholadomya* cf. *russelli* Anderson, *Ph.* cf. *altumbonata* Anderson, *Ph.* ex gr. *distorta* Anderson, *Nemodon* (?) sp. (определение М.А. Пергамент) 20
2. Темно-серые разнозернистые песчаники, в верхах пачки - с шаровидной отдельностью, содержащие обуглившиеся и кремне-вые растительные остатки, переслаивающиеся с отдельными прослоями гравелитов и очень тонкими прослоями алевролитов 30
3. Зеленовато-серые и бурые разнозернистые песчаники с отдельными прослоями гравелитов, мелкогалечных конгломератов, уг-листых аргиллитов 75
4. Крупнозернистые косослоистые песчаники с прослоями граве-литов и линзовидными прослоями черных мелкозернистых квар-цитовидных песчаников 180
5. Переслаивание алевролитов и аргиллитов, содержащих прослои серых песчаников с шаровидными известковистыми конкреция-ми и линзовидные прослои черных мелкозернистых песчаников. Из нижней части пачки собраны остатки двустворок *Pholadomya altumbonata* Anderson, *Ph.* aff. *distorta* Anderson, *Ph.* ex gr. *russoli* Anderson, *Ostrea* sp. indet., гастроподы (определение М.А. Пергамент). В конкрециях встречены аммониты *Coiloceras* sp., *Tetragonites* sp. (определение В.В. Друщица), обломки развернутого аммонита, *Inoceramus* sp., редкие отпечатки хвойных 250

Общая мощность разреза около 550 м. Из ископаемых, встреченных в отло-жениях этой свиты, только аммониты дают достоверные сведения о возрасте. По заключению В.В. Друщица, они свидетельствуют о турон-коньякском возрас-те вмещающих слоев.

Выше по разрезу после перерыва в обнажении, равного по мощности 50-60 м, вскрывается верхняя подсвита:

Мощность, м

1. Серые и светло-бурые конгломераты, плохо сортированные, с галькой липаритов, дацитов, гранодиоритов, песчаников и алевро-литов, разнозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, уг-листые аргиллиты, содержащие растительный детрит и обуг-лившуюся древесину и прослои угля (1, 2, 5 м) 100
2. Песчаники, в нижней части грубо-, выше - мелкозернистые 40
3. Конгломераты разногалечные преимущественно из гра-нитовидной гальки и валунов (до 15 см) с единич-ными прослоями песчаников, содержащих линзы уг-листых аргиллитов 60

4. Чередование мелкогалечных конгломератов и грубозернистых плохо сортированных песчаников	40
5. Светло-серые бентонитовые глины с прослоями углистых аргиллитов и каменных углей	30
6. Песчаники среднезернистые, серовато-зеленые, параллельно-слоистые, с овально-скорлуповатой отдельностью.	35

Общая мощность разреза подсвitys в бухте Горные Кузнецы 305, в северном разрезе – около 350 м. На основании остатков флоры и фауны, собранных из отложений быстринской свиты как на п-ове Елистратова, так и на восточном побережье Пенжинской губы, М.А. Пергамент (1961) и Г.П. Авдейко (1968) датируют ее возраст как турон-сенонский.

Общая мощность отложений Северо-Тайгоносской зоны 20 000 – 25 000 м. Они подразделяются на морские геосинклинальные (нижний (?) палеозой – низы волжского яруса), согласно залегающие на них морские, лагунно-морские и континентальные орогенные (верхи волжского яруса – альб и палеоген) и континентальные посторогенные (неоген-четвертичные) образования (см. рис. 18). Среди морских и геосинклинальных отложений в свою очередь выделяются залегающие в основании разреза глубоководные ниже(?) – верхнепалеозойские и мелководные и прибрежно-морские верхнепермско-нижневолжские отложения. Верхнепермско-нижневолжская часть разреза имеет циклическое строение. Выделяются четыре цикла: верхнепалеозойский (3850 м), триасово-нижнеюрский (3300–4000 м), среднеюрско-нижнеоксфордский (3600–3800 м) и верхнеоксфорд-средневолжский (1950–2750 м). В основании каждого цикла залегают относительно более глубоководные морские терригенные, туфогенно-осадочные и вулканомиктовые породы, сменяющиеся выше по разрезу более грубообломочными и относительно более мелководными отложениями. Заканчивается каждый цикл прибрежно-морскими и континентальными грубообломочными терригенными, туфогенно-осадочными и вулканогенными образованиями.

Большая общая мощность отложений Северо-Тайгоносской зоны, полнота и непрерывность разреза, отсутствие в нем стратиграфических и угловых несогласий, особенности вулканизма позволяют говорить об образовании отложений этой зоны в геосинклинальном прогибе, который автор вызывает вслед за Г.Е. Некрасовым (1972) Северо-Тайгоносским. Сравнение сводного стратиграфического разреза отложений Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба с разрезами целого ряда структур мезозойской Яно-Колымской складчатой области показывает, что геосинклинальный комплекс Северо-Тайгоносского прогиба по своему возрастному объему и мощности сопоставим с геосинклинальным комплексом Яно-Колымских мезозоид. Однако более детальный литолого-фациальный анализ позволяет выявить и ряд существенных отличий между ними.

Геосинклинальный комплекс Яно-Колымских мезозоид в нижней части сложен карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями рифея – среднего палеозоя мощностью до 15 000 м, в верхней части – терригенными отложениями верхоянского комплекса мощностью до 1000 м (карбон – средняя, местами верхняя юра). Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения появляются местами в нории-рзте (?) и ряде горизонтов юры (Мальков, 1971). В Северо-Тайгоносском прогибе этому же возрастному интервалу отвечает комплекс отложений, в основании которого расположена спилит-кератофировая ниже(?) – верхнепалеозойская толща, перекрывающаяся терригенными, туфогенно-осадочными и вулканогенными образованиями верхней перми – низов волжского яруса. Вулканогенные породы составляют по мощности не менее трети разреза. Это позволяет говорить об отличии Северо-Тайгоносского прогиба от многогеосинклинальных прогибов Яно-Колымских мезозоид и относить его к геосинклинальным прогибам, близким по типу к эвгеосинклинальным, хоть и отличающимся от них некоторыми особенностями

строения, например присутствием в основании геосинклинального разреза спилит-кератофировых, а не спилит-диабазовых толщ.

Общая мощность отложений геосинклинального и орогенного комплексов Южно-Тайгоносской зоны резко сокращена по сравнению с мощностью разновозрастных отложений Северо-Тайгоносской зоны и составляет 5300-5500 м в Вискичунской и 5400-5600 м в Нейнегской подзонах. На долю нижнего морского геосинклинального комплекса Вискичунской подзоны (нижняя - верхняя юра), сложенного зеленокаменно измененными вулканитами андезитового и андезито-базальтового состава и туфогенно-осадочными породами, приходится 3700-3850 м; орогенные континентальные образования верхней юры - нижнего мела, аналогичные разновозрастным вулканогенным, вулканогенно-осадочным и угленосным образованиям Северо-Тайгоносской зоны, достигают мощности 1640 м. Таким образом, сравнение сводных стратиграфических разрезов Северо-Тайгоносской и Южно-Тайгоносской зон показывает, что возрастной объем их геосинклинального и орогенного комплексов один и тот же; мощность же отложений этих комплексов в Южно-Тайгоносской зоне в 2,5-3 раза меньше мощностей разновозрастных отложений Северо-Тайгоносской зоны. Следовательно, можно сделать вывод, что эти зоны представляют собой крупные конседиментационные структуры, первая из которых выделена под названием Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба, а вторая - Южно-Тайгоносского геосинклинального поднятия.

В пределах Пенжинской зоны развиты морские геосинклинальные кремнисто-вулканогенные и осадочные отложения верхней юры и нижнего мела и преимущественно континентальные орогенные отложения верхнего мела, образующие непрерывный разрез. В юго-восточной части зоны среди них выделяются глубоководные отложения кингвиевской и кармаливайской свит, в строении которых участвуют ритмично чередующиеся спилиты, диабазы, яшмы, кремнистые сланцы и терригенные породы, мелководные отложения мялекасинской и тылак-рыльской свит (грубообломочные осадочные породы) и волжско-валанжинские отложения бассейна руч. Гольца (преимущественно средне- и тонкообломочные осадочные породы). В северо-восточной части зоны (восточная часть п-ова Елистратова) развиты морские геосинклинальные толщи нижнего мела и лагунно-континентальные отложения верхнего мела. Таким образом, орогенному комплексу Северо- и Южно-Тайгоносских зон соответствует по возрасту геосинклинальный комплекс Пенжинской зоны. В то же время последовательность толщ в разрезе, фациальные и литологические особенности пород, комплексы содержащейся в них флоры и фауны позволяют легко сопоставлять отложения Пенжинской зоны с разновозрастными отложениями Северо-Западной Камчатки. По-видимому, образование этих толщ, развитых по обе стороны Пенжинской губы Охотского моря, происходило в пределах одного и того же геосинклинального прогиба.

Таким образом, анализ и сравнение стратиграфических разрезов отложений Северо-Тайгоносской, Южно-Тайгоносской и Пенжинской зон п-ова Тайгонос позволяют выделить в его пределах к югу от Авековской зоны, сложенной архейскими (?), протерозойскими и нижнепалеозойскими образованиями, три соответствующие этим разрезам геологические структуры первого порядка: Северо-Тайгоносский геосинклинальный прогиб, Южно-Тайгоносское геоантиклинальное поднятие и Пенжинский геосинклинальный прогиб, входящие в состав Тайгоносско-Западно-Корякской складчатой системы поздних мезозойских (Заборовская, Некрасов, 1977).

В заключение еще раз следует подчеркнуть, что нижнепалеозойско(?) - альбские отложения Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба образуют непрерывный разрез, лишенный крупных угловых и стратиграфических несогласий на границе геосинклинального и орогенного комплексов. Таким образом, вулканогенные толщи поздневолжско-альбского возраста, относящиеся к образованиям внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса на п-ове Тайгонос, составляют единый непрерывный разрез с подстилающими отложениями геосинклинального комплекса Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба.

Автор придерживается того определения формаций, которое дал Н.С. Шатский (1965): "Геологическими формациями мы называем такие естественные комплексы, сообщества или ассоциации горных пород, отдельные части которых (породы, слои, отложения) тесно, парагенетически связаны друг с другом как в возрастном (переслаивание, последовательность), так и в пространственном отношении (фациальные смены и др.)" (с. 53). В каждой конкретной геологической структуре наблюдается закономерная смена одной формации другой. Н.П. Херасков (1967) писал: "Поэтому последовательность формаций, свойственных данной структуре, т.е. ее формационный ряд, следует рассматривать как литологическое выражение последовательных этапов развития данной структуры. Следовательно, сравнивая две структуры по их формационным рядам, мы тем самым сравниваем их по особенностям развития" (с. 30).

Различия конседиментационных Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба, Южно-Тайгоносского геоантиклинального поднятия и Пенжинского геосинклинального прогиба, выявившиеся при сравнении стратиграфических разрезов слагающих их отложений и их литолого-фациальном анализе, еще более подчеркиваются при сравнении формационных рядов этих структур. Формационный анализ позволяет ярче выявить особенности вулканогенно-могассовых образований поздневожжско-альбского и палеогенового возраста, составляющих внутреннюю зону Охотско-Чукотского вулканического пояса на п-ове Тайгонос, их отличия от подстилающих геосинклинальных отложений и доказать принадлежность их к орогенному комплексу. С помощью формационного анализа четко определяется промежуточное положение Тайгоносской геосинклинальной зоны (Северо-Тайгоносский геосинклинальный прогиб и Южно-Тайгоносское геоантиклинальное поднятие) между Яно-Колымскими мезозоидами и поздними мезозоидами Северо-Западной Камчатки и Западной Кореи.

СЕВЕРО-ТАЙГОНОССКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОГИБ

Формации геосинклинального комплекса

В основании формационного ряда геосинклинального комплекса расположена спилито-кератофировая формация (табл. 1; см. рис. 18), к которой относится нижняя часть ниже(?)-верхнепалеозойской верхнепылгинской толщи, сложенная кератофирами и базокварцевыми кератофирами, темно-, зеленовато-, желтовато-серыми, желтовато-белыми, крупно- и мелкопорфировыми, часто миндалекаменными, переслаивающимися с лавами и туфами андезито-базальтов, наиболее часто - спилитами. В подчиненном количестве присутствуют зеленовато-серые туфогравелиты и туфоконгломераты. Закономерно в разрезе формации расположены пластовые интрузии диабазов и амфиболизированных габбро. В северо-восточной части площади распространения формации в ее строении возрастает роль спилитов и туфов основного состава. Мощность формации

Вертикальный формационный ряд Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба

Формации	Междуречье Имповеема и Вискичуна	Междуречье Имповеема и Тальнавеема
Орогенные	Красноцветная базальтовая (кытыймская свита, эоцен—олигоцен)	
	Красноцветная андезитовая (верхняя часть верхней подсвиты рябинкинской свиты, апт—альб)	Красноцветная андезито-дацито-липаритовая (явоямская толща, апт—альб)
	Вулканогенно-обломочная песчано-алевролитовая (верхняя часть верхней подсвиты рябинкинской свиты, апт—альб)	Красноцветная андезито-базальтовая (шовнинская толща, апт—альб)
	Угленосная паралическая (средняя подсвита рябинкинской свиты, апт—альб)	Туфо-терригенная (нерасчлененная рябинкинская свита, баррем—альб)
	Туфо-терригенная (нижняя подсвита рябинкинской свиты, баррем—апт)	Морская вулканогенно-терригенная (вануонская свита, готерив)
	Красноцветная андезито-базальтовая (теланская свита, верхи волжского яруса—валанжин)	
	Пестроцветная липарито-дацитовая (порфировая) (вавачунская свита, верхи волжского яруса — бернис)	
Геосинклинальные		Андезитовая (гырьянгинская свита, нижняя—средняя части волжского яруса)
	IV цикл	Вулканогенно-обломочная песчано-глинисто-сланцевая (срединская свита, верхи оксфордского— кимериджский ярусы)
	III цикл	Андезитовая (нижняя вулканогенная толща верхней юры; келловей — низы оксфордского яруса)
		Вулканогенно-обломочная песчано-алевролитоглинисто-сланцевая (средняя юра)
	II цикл	Андезитовая (нижняя юра и верхи норийского и
		Вулканогенно-обломочная песчаниковая (норийский и рэтский (?) ярусы верхнего триаса)
	I цикл	Вулканомиктовая терригенная (нижний, средний триас и карнийский ярус верхнего триаса)
		Андезитовая (верхняя толща верхней перми)
		Вулканогенно-обломочная песчано-глинисто-сланцевая (верхняя часть нижне (?) -верхнепалеозойской верхнепылгинской толщи — верхняя пермь)
		Кремнисто-сланцевая (нижний (?) —верхний палеозой, средняя часть верхнепылгинской толщи)
	Спирино-кератофировая (нижний (?) — верхний палеозой, нижняя часть	

1300–1600 м. Кератофиры и спилиты образуют пачки мощностью 500, 600 и 700 м, переслаивающиеся с ними туфогенно-осадочные породы – от нескольких десятков до 300 м. Какой-либо определенной закономерности в чередовании пород не установлено.

Определяющими формациями породами являются кератофиры, кварцевые кератофиры и спилиты, превратившиеся в процессе регионального метаморфизма в порфирииды и порфиритоиды, сохранившие реликты первичных пород.

В вертикальном направлении спилито-кератофировая формация сменяется кремнисто-сланцевой, к которой относится средняя часть верхнепылгинской толщи, сложенная лиловато-серыми филлитизированными алевролитами с прослоями желтовато-серых кремнистых сланцев, а также зеленовато-серыми кислыми туфами и туфогравелитами. Мощность формации 800–1050 м. Образование этих двух формаций происходило в начальную стадию развития геосинклинального прогиба в прогнутой и тектонически активной его части, куда обильно по зонам проницаемости поступала магма основного и среднего состава.

Большая верхняя часть отложений геосинклинального комплекса Северо-Тайгонского геосинклинального прогиба относится к вулканогенно-обломочным и вулканомиктовым терригенным и андезитовой формациям, четыре раза повторяющимся в вертикальном формационном ряду. В основании каждого из четырех циклов расположены осадочные и туфогенно-осадочные породы терригенных формаций, заканчивается каждый цикл вулканогенными породами андезитовой формации. Этот ряд формаций характерен для той стадии развития геосинклинального прогиба, которая наступает вслед за максимальным его прогибанием и отличается замедлением прогибания, расчленением прогиба на конседиментационные прогибы и поднятия, постепенным заполнением прогибов осадками и последующим их замыканием (переходная стадия, по А.В. Пейве и др., 1972).

В основании I цикла расположена вулканогенно-обломочная песчано-глинисто-сланцевая формация (4550–4760 м), к которой относятся верхи верхнепылгинской толщи и большая часть отложений верхней перми. В составе отложений формации преобладают темно-серые, серые и серовато-зеленые туфопесчаники и туфоалевролиты; значительную роль играют серые и буровато-серые конгломераты, туфогравелиты, черные глинистые и песчано-глинистые сланцы, встречаются редкие прослои андезитовых туфов, песчанистых и глинистых известняков. Слагающие формацию отложения чередуются в разрезе, образуя прослои мощностью от 1–2 см до нескольких метров. Слоистость обычно параллельная, но встречаются также и разные типы косой и волнистой слоистости. Формация отчетливо подразделяется на нижнюю алевролито-сланцевую (3100–3300 м) и верхнюю конгломерато-песчаниковую (1450 м) части.

В обломочной части осадочных пород формации преобладает пирокластический материал андезито-базальтового и базальтового состава. Источником его, по-видимому, служил действовавший в позднепермскую эпоху в районе истоков р. Большая Чайбуха подводный вулкан. Не исключено, что часть пирокластического материала поступала из расположенных юго-восточнее районов позднепермской (?) активной вулканической деятельности (Нейнегская подзона Южно-Тайгонского поднятия). Вулканомиктовый материал кислого состава, присутствующий в незначительном количестве в составе зерен, слагающих верхнепермские осадочные породы, поступал в бассейн осадконакопления, вероятно, с севера, с Омолонского массива. Источником его могла быть кедонская серия девона. С севера же поступал и терригенный материал. Образование осадочных пород формации происходило в неглубоком морском бассейне, о чем свидетельствуют такие их особенности, как зеленовато-серый и серый цвет, характер вторичных изменений пород, четкая слоистость, нередко косая, выдержанность прослоев по простиранию на больших расстояниях, присутствие в породах остатков морской мелководной фауны (в том числе очень крупных, до 60 см, отпечатков колымий), значительная роль в разрезах конгломератов, образующих прослои мощностью до нескольких десятков метров.

I цикл завершается андезитом-базальтовой формацией верхнепермского возраста (см. табл.1, рис. 18), проявившейся локально. Верхнепермские вулканогенные породы слагают тектонический блок среди нижнеюрских и верхнетриасовых отложений на водоразделе рек Кычувеема и Тикаса. В строении формации участвуют зеленые и зеленовато-серые базальты, порфировые и афировые, иногда миндалекаменные, их разнообломочные туфы, темно-зеленые андезитом-базальты и их вулканические брекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, конгломераты. На долю лав и туфов приходится около трети разреза. Мощность формации 1000–1500 м. В туфопесчаниках и туфах собраны остатки морской фауны позднепермского возраста. По имеющемуся описанию трудно судить о характере стратификации формации. Для нижней половины разреза характерна большая мощность прослоев (до 20 м), для верхней – более тонкая слоистость, обусловленная чередованием туфогенно-осадочных и осадочных пород разной степени зернистости. Формация распространена локально. По-видимому, в эпоху образования она латерально замещалась одновозрастной вулканогенно-обломочной песчано-глинисто-сланцевой формацией. Особенности состава и строения формации свидетельствуют об образовании слагающих ее вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в мелководной части морского геосинклинального бассейна близ действовавшего в позднепермскую эпоху в районе истоков р. Большая Чайбуха вулканического очага, поставившего в бассейн осадконакопления вулканический материал андезитом-базальтового состава.

II цикл начинается образованиями вулканомиктовой терригенной формации, к которой относятся песчано-алевролитом-глинисто-сланцевые отложения нижнего и среднего триаса и карнийского яруса верхнего триаса общей мощностью около 1300 м. В строении формации участвуют черные, темно-серые и серые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и реже – конгломераты, образующие прослои мощностью от долей сантиметра до нескольких десятков сантиметров. Для отложений в основном характерна параллельная слоистость. Фациальный характер формации отличается большой выдержанностью.

В составе зерен, слагающих осадочные породы формации, приблизительно равную роль играют продукты кислого и среднего вулканизма, образовавшиеся, вероятно, при размыве более древних вулканических толщ соответствующего состава, располагавшихся к северу от Тайгюноса (вулканогенный девон Омонского массива). Не исключено, что андезитовый материал поступал также с юга полуострова.

Осадки формации накапливались в неглубоком морском бассейне, на что указывают их хорошо выраженная параллельная слоистость, присутствие в разрезах пачек конгломератов (нижний триас) и мелководный облик морской фауны. Осадки верхней части формации относительно более глубоководны.

Вулканомиктовая терригенная формация в вертикальном направлении сменяется вулканогенно-обломочной песчаниковой формацией моря – рэта (?) общей мощностью около 1250 м. В строении ее участвуют зеленовато- и голубовато-серые туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, черные и серые конгломераты, которым резко подчинены по мощности отдельные прослои черных алевролитов с растительным детритом. В низах разреза с туфогенно-осадочными породами переслаиваются, резко подчиняясь им по мощности, темно-серые андезитом-базальты и их фиолетово-зеленые разнообломочные туфы (20–30 м); в верхах появляются две вулканогенные пачки (75 и 150 м), сложенные темно-зелеными базальтами, обычно миндалекаменными, базальтовыми брекчиями и маломощными прослоями базальтовых туфов.

Породы в разрезе чередуются. Никаких признаков ритмичности не установлено. По всему разрезу собрана морская фауна двусторчатых моллюсков и брахиопод, характерных для моря и моря – рэта (?). Присутствие в разрезе покровов миндалекаменных базальтов, андезитом-базальтов и реже – их туфов и наличие среди зерен, слагающих туфогенно-осадочные породы, андезитов и базальтов, а также угловатых зерен плагиоклаза и пироксена, по-видимому, могут служить доказательством проявления в рассматриваемый отрезок гео-

логического времени в районе осадконакопления вулканической деятельности. Излияния андезито-базальтовых и базальтовых лав происходили в мелководных морских условиях, вероятно в зоне шельфа недалеко от берега. Продукты излияний нередко оказывались в субаэральных условиях и окислялись (присутствие в составе зерен, слагающих туфопесчаники, сильно ожелезненных пород андезито-базальтового ряда). О близости береговой линии говорит также наличие в разрезе прослоев конгломератов, в составе галек которых присутствуют миндалекаменные андезито-базальты и базальты, а также алевролиты с растительным детритом.

Следует указать, что в обломочной части осадочных пород, слагающих северную полосу района распространения пород формации, не охарактеризованных фауной, установлены зерна плагиоклаза, кварца, андезитов, реже – андезито-дацитов, девитрифицированного вулканического стекла среднего и кислого состава, иногда – цветного и рудного минералов. Состав обломков этих пород говорит о том, что они образовались преимущественно за счет разрушения вулканических пород среднего и кислого состава. По-видимому, источник кислого и, возможно, среднего вулканического материала располагался севернее полуострова; не исключено, что андезитовый материал поступал с юга, из районов действия норийско-рэтских (?) вулканов Нейнергской подзоны Южно-Тайгоносского поднятия.

II цикл осадконакопления заканчивается образованием пестрой по составу фациально изменчивой андезитовой формации, к которой относятся вулканиты раннеюрского (?) возраста. При движении с запада п-ова Тайгонос на восток выделяется несколько полей развития нижнеюрских вулканитов, которые отличаются по составу слагающих их пород и характеру образованных ими структур.

Самой северо-западной из них является мультитовая вулканическая депрессия, расположенная на западном побережье п-ова Глиняного, в строении которой участвуют светлые голубовато-серые разнообломочные туфы андезито-дацитов и дацитов, реже – пестрые серовато-зеленые и фиолетово-зеленые туфы андезитов и пестрых светлых липарито-дацитов и еще реже – лавы и туфолавы соответствующего состава, образующие прослои мощностью от нескольких метров до нескольких сот метров. Какой-либо закономерной смены состава пород снизу вверх по разрезу не установлено. Вулканиты прорваны массивом гранодиорит-порфиров. К центральной части депрессии приурочено субвулканическое тело липарито-дацитов. Общая мощность вулканогенных пород северного борта депрессии немногим более 1000 м.

Вторая структура подобного рода, располагающаяся на южном берегу Тополовской бухты, сложена лавами, туфами и туфолавами андезито-дацитов, дацитов и липарито-дацитов, а также дайками и неправильной формы субвулканическими телами андезитов и андезито-дацитов, являющимися "корнями" вулканических излияний.

Следующие две грабен-синклинали, сложенные породами нижнеюрской андезитовой формации, расположены на северном побережье п-ова Халпилли и правобережье р. Имповеема и южном побережье п-ова Халпилли. В строении их участвуют зеленовато-бурые и зеленоватые андезито-базальты и их туфы, содержащие маломощные прослои туфоалевролитов, иногда углистых. В северной структуре наблюдается смена снизу вверх по разрезу андезитов и андезито-дацитов (235 м) почти 900-метровой толщей андезито-базальтов, базальтов и их туфов, которая в свою очередь сменяется толщей переслаивания андезитов с пепловыми и мелкообломочными туфами основного и среднего состава (330 м).

Северо-восточнее, в бассейне руч. Куюла и на водоразделе р. Малая Чайбуха и руч. Ледникового, в строении формации, достигающей мощности 800 м, участвуют фиолетовые, зеленовато-фиолетовые, серовато-зеленые и серые андезиты, их лавобрекчии и туфы (метры – десятки метров), содержащие в средней части толщи покров зеленых андезито-дацитов (около 300 м) и располагающийся выше него покров грязно-зеленых миндалекаменных андезито-базальтов (90 м). В самых верхах разреза появляются туфы дацитов, переслаивающиеся с туфами андезитов.

В центральной части полуострова, на водоразделе рек Большая Чайбуха и Кычузвеема в их верховьях, к нижней юре условно отнесена и, следовательно, попадает в рассматриваемую формацию фациально изменчивая толща переслаивания темных зеленовато-серых пироксеновых базальтов, их разнообломочных туфов, лавовых брекчий с резко подчиненными им по мощности прослоями лав и туфов андезито-базальтов и андезитов и отдельными прослоями черных и бурых туфоалевролитов, зеленовато-серых туфопесчаников и туфоконгломератов. Последние в отдельных разрезах составляют не менее трети их мощности. Наблюдается быстрая фациальная смена по простиранию одних прослоев другими. Нередко слои имеют линзовидную форму. Породы пересечены большим количеством даек андезито-базальтов и пироксеновых базальтов, которые как по внешнему облику, так и по особенностям микроскопического строения не отличимы от пироксеновых базальтов, слагающих покровы (?). Поэтому не исключено, что часть "покровов" пироксеновых базальтов на самом деле является пластовыми телами, а другая относится к субвулканической фации и представляет "корни" излияния нижнеюрских вулканов. При более детальном картировании здесь, вероятно, будет выявлен ряд центров раннеюрских извержений, располагавшихся на разломе северо-восточного простирания.

Особенности пространственного размещения и внутреннего строения вулканогенных толщ формации свидетельствуют о том, что в раннеюрскую эпоху в Северо-Тайгоносском геосинклинальном прогибе действовало несколько подводных вулканов центрального типа. На их месте постепенно из материалов их извержений выросли вулканические острова, на склонах которых продолжали накапливаться продукты извержений частично в подводных, частично в наземных условиях, на что указывают пестрая серо-зеленая и фиолетово-бурая окраска пород, характер их вторичных изменений, переслаивание эффузивов с туфогенно-осадочными породами выдержанной мощности и пр.

В основании III цикла расположена вулканогенно-обломочная песчано-алевролитоглинисто-сланцевая формация средней юры мощностью 2440 м. Основными породами формации являются темно- и зеленовато-серые песчаники и алевролиты, черные глинистые и песчано-глинистые сланцы, темно- и зеленовато-серые туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты и подчиненные им по мощности туфоконгломераты, чередующиеся друг с другом, с образованием хорошо выдержанных по простиранию прослоев мощностью от долей сантиметра до нескольких десятков сантиметров.

Состав обломочного материала, слагающего породы формации, полимиктовый. В разных соотношениях встречаются кварц, девитрифицированные вулканические стекла кислого и среднего состава, базальты, андезито-базальты, андезиты, фельзиты, андезито-дациты, плагиоклаз, пироксены, осадочные породы. Обломки кислых вулканических и осадочных пород поступали в бассейн осадконакопления с севера, с Омолонского массива, пирокластике андезито-базальтового состава - с юга, с Южно-Тайгоносского поднятия, где продолжалась активная вулканическая деятельность, и частично из центральных районов полуострова, где в бассейне нынешнего руч. Эйка в среднеюрскую эпоху действовал небольшой вулкан центрального типа. Породы формации накапливались в мелководной зоне геосинклинального бассейна, сначала - на относительно большой глубине, о чем свидетельствуют тонкообломочный характер осадков, хорошо выраженная параллельная их слоистость, присутствие в породах морской фауны. Осадки второй половины формации откладывались значительно ближе к берегу. Они представлены более грубообломочными и плохо сортированными породами, содержащими окаменевшие стволы деревьев, растительный детрит и мелководную морскую фауну.

III цикл заканчивается андезитовой формацией, к которой относятся вулканиды нижней вулканогенной толщи верхней юры. В ее строении участвуют покровы темных зеленовато-черных базальтов, андезито-базальтов, серых андезитов и их пестрые разнообломочные туфы, а также туфы, спекшиеся туфы и туфолавы смешанного андезито-дацитового и базальто-андезито-дацитового

состава, кислые пепловые туфы и кислые игнимбриты с маломощными прослоями туфогенно-осадочных пород и песчано-глинистых сланцев с растительным детритом, пронизанные дайками и субвулканическими телами габбро-порфири-тов, долеритов, андезито-базальтов и андезитов, которые служили подводящими каналами для лавовых излияний и выбросов пирокластического материала. Мощность формации 1200 м. Породы формации откладывались сначала вокруг подводных вулканов центрального типа, в результате чего в геосинклинальном прогибе возникли вулканические острова, а затем на склонах этих островов как в подводных, так и наземных условиях. О прибрежно-морском, наземном и подводном характере осадконакопления формации свидетельствуют пестрая зелено-фиолетовая окраска вулканитов, зеленокаменный и краснокаменный характер их вторичных изменений, линзовидное залегание пород и большая их фациальная изменчивость, присутствие в разрезах прослоев туфогенно-осадочных пород с растительным детритом, покровов игнимбритов, наличие горизонтов с косою слоистостью.

Нижнюю половину IV цикла составляют терригенные и туфогенно-осадочные породы вулканогенно-обломочной песчано-глинисто-сланцевой формации, к которой относятся верхнеоксфорд-кимериджские отложения срединской свиты. Формация сложена серыми, темно-серыми и черными алевролитами, углито-глинистыми и глинистыми сланцами с прослоями серых песчаников, а также туфопесчаниками и туфоалевролитами (1100-1400 м). Литолого-фациальные особенности формации по простиранию не выдержаны. На западе полуострова это осадочные и туфогенно-осадочные отложения; в центральных его районах в верхней части разреза формации те же породы переслаиваются с порфировыми и афировыми андезито-базальтами (не исключено, что это просто дайки), в бассейнах рек Кычувзеема и Тальнавеема в разрезе установлены редкие прослои пестрых андезитовых туфов. Породы формации чередуются друг с другом, образуя ритмично слоистую толщу с мощностью прослоев от долей сантиметра до нескольких десятков сантиметров, иногда - до 1 м. Слоистость обычно параллельная. Наиболее характерными породами формации являются песчаники, алевролиты, туфопесчаники и туфоалевролиты. Пирокластический материал в их составе нередко хорошо заметен макроскопически.

Ритмическое строение формации, присутствие в породах остатков морской мелководной фауны, цвет пород, характер слоистости, в том числе наличие горизонтов с косою слоистостью, говорят о накоплении осадков формации в мелководном морском бассейне. Обломочная часть осадочных пород имеет полимиктовый состав. В разных соотношениях встречаются окатанные, полуокатанные и угловатые зерна плагиоклаза, кварца, андезитов, фельзитов, деитрифицированных вулканических стекол, песчано-глинистых сланцев. Иногда попадаются метаморфизованные эффузивы андезито-дацитового состава, единичные зерна калиевых полевых шпатов. Пирокластический материал среднего состава поступал в бассейн осадконакопления из южных районов полуострова, где продолжалась активная вулканическая деятельность. Не исключено, что во второй половине рассматриваемого отрезка геологического времени проявилась вулканическая деятельность в центральных районах полуострова (междуречье Тополовки и Кенгевеема) в виде подводных излияний андезитовых лав и выбросов некоторого количества пирокластики, повлиявших на состав осадков в бассейнах рек Кычувзеема и Тальнавеема. Обломки метаморфических пород, калиевого полевого шпата, средних и кислых лав и осадочных пород поступали, по-видимому, с севера полуострова, из районов, сложенных метаморфическими породами докембрия и нижнего(?) - среднего(?) палеозоя.

Верхнюю половину IV цикла составляют относящиеся к андезитовой формации вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования гырьянгинской свиты ранне-средневожского возраста (850-1300 м). Формация имеет пестрый состав и отличается большой фациальной изменчивостью. На западном побережье полуострова она сложена преимущественно осадочными и туфогенно-осадочными породами с редкими прослоями туффитов и туфов среднего состава.

ва, содержащими несколько пластовых тел диоритов и диабазов. Обломочный материал туфоалевролитов и туфопесчаников представлен угловатыми и полуокатанными зернами кварца, плагиоклаза, фельзита, андезитов, рудного минерала.

Пластовые тела миндалекаменных долеритов и диабазов, тесно связанные с осадочными породами формации, вероятно, близки им по возрасту, но все же несколько моложе.

Северо-восточнее и севернее, в бассейнах рек Каленмына, Кенгевеема и Ван-Уоньявояма, в составе формации преобладают темно-серые базальты, андезито-базальты, андезиты и их туфы, слагающие покровы и прослои мощностью от нескольких до нескольких десятков метров, а на самом северо-востоке изученного района, на водоразделе рек Тальнавеема и Кычувэеема, к перечисленным породам присоединяются андезито-дациты, светло-серые липарито-дациты, липариты, фельзиты и соответствующие этим породам туфы, переслаивающиеся с резко подчиненными им по мощности туфогенно-осадочными образованиями. Какой-либо закономерной смены лав основного состава кислыми лавами не наблюдается. Все породы формации несут следы краснокаменного изменения.

Терригенные, часто со значительной примесью пирокластички осадки, из которых образовались породы формации и переслаивающиеся с ними продукты активной вулканической деятельности начала – середины волжского века, проявившейся в центральных районах полуострова (районы бассейнов рек Каленмына, Кенгевеема, Ван-Уоньявояма, Кычувэеема, Тальнавеема), откладывались в морском бассейне близ береговой линии. Об этом свидетельствуют присутствие в породах остатков мелководной фауны и растительного детрита, серый и черный цвет пород, отчетливая хорошо выраженная и выдержанная по простиранию слоистость, иногда косая, характер вторичных изменений пород. В обломочной части осадочных пород наряду с пирокластическим материалом среднего состава, поставлявшимся местными вулканами, встречаются единичные зерна метаморфических пород, кварца, фельзита, девитрифицированных вулканических стекол, осадочных пород, поступавшие с размывавшихся участков суши, располагавшихся на севере полуострова и за его пределами.

Таким образом, верхняя половина геосинклинального комплекса Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба сложена парагенетически связанными друг с другом андезитовой и вулканогенно-обломочными и вулканическими терригенными формациями (Хворова, 1965), закономерно повторяющимися в разрезе четыре раза и характерными для переходной стадии развития геосинклинальных прогибов, по А.В. Пейве с соавторами (1972). В основании каждого цикла расположена вулканогенно-обломочная или вулканическая терригенная формация, сложенная терригенными и туфогенно-осадочными породами, в обломочной части которых значительную роль играют обломки вулканических пород андезито-базальтового состава. Им количественно резко подчинены обломки кислых вулканических пород, кварца, песчаников, аргиллитов, алевролитов и метаморфических пород (последние появляются впервые в породах келловей-кимериджского возраста). Вулканический материал андезито-базальтового состава поступал в бассейн осадконакопления в основном с юга из района активной вулканической деятельности, располагавшегося в центральной части п-ова Тайгонос (Южно-Тайгоносское поднятие). Терригенный, метаморфический и кислый вулканический материал приносился с севера, с территории Омолонского массива и Тайгоносского блока. Иногда в верхах формации появляются прослои туфов и покровы андезито-базальтов, порожденные небольшими местными подводными вулканами. Образование пород формаций происходило в неглубоком морском бассейне геосинклинального типа, имевшем небольшую ширину и сильно вытянутом в северо-восточном направлении.

Завершается каждый цикл осадконакопления вулканогенными образованиями андезитовой формации. В ее составе преобладают лавы и туфы андезитового, базальтового и андезито-базальтового состава, которым обычно резко подчинены по мощности покровы андезито-дацитов, дацитов и прослои соответствующих им туфов (очень редко – прослои игнимбритов). Для формации характерны

зеленокаменный и краснокаменный характер вторичных изменений вулканогенных пород, переслаивание их с туфогенно-осадочными породами, часто содержащими растительный детрит, линзовидный характер прослоев, большая их невыдержанность по простиранию, зеленовато-серая и фиолетово-бурая окраска пород, свидетельствующие о прибрежно-морской обстановке их накопления. По-видимому, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы формации откладывались на склонах вулканических островов, которые возникали в геосинклинальном бассейне в конце каждого цикла осадконакопления вокруг подводных вулканов центрального типа, что приводило каждый раз к превращению северо-западной части геосинклинального бассейна в сушу и сокращению площади седиментации, при этом ось геосинклинального прогиба смещалась к юго-востоку.

Формации орогенного комплекса

Как уже говорилось выше, в Северо-Тайгоносском геосинклинальном прогибе формации геосинклинального комплекса согласно перекрыты комплексом вулканогенно-молассовых образований поздневолжско-альбского и палеогенового возраста, входящих в состав внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса (см. табл. 1). Целый ряд литолого-фациальных особенностей этих отложений — тесная связь вулканогенных толщ разного состава с молассами, часто угленосными, пестрота фациального состава, краснокаменный характер изменения вулканогенных пород и другие — свидетельствуют об образовании их в континентальных водоемах и прибрежно-морских условиях в окружении разрушающихся горных хребтов, поставлявших обломочный материал в бассейны осадконакопления. На основании перечисленных особенностей, а также залегания на морских геосинклинальных отложениях вулканогенно-молассовый комплекс считается орогенным, отражающим заключительные стадии развития Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба.

В основании орогенного комплекса (см. табл. 1, рис. 18) расположена наземная пестроцветная липарито-дацитовая (порфировая) формация, к которой относятся вулканогенные образования вавачунской свиты поздневолжско-берриасового возраста (1500–2000 м). В строении формации участвуют светлые плагиолипариты и фельзиты, окрашенные в светло-серые тона кислые туфы, пестроцветные туфы смешанного состава, а также отдельные покровы темно-серых андезитов, андезито-базальтов, дацитов, лавовые брекчии андезито-дацитов, покровы игнимбритов, прослои андезитовых и базальтовых туфов и отдельные прослои туфогенно-осадочных пород. Определяют весь облик толщи плагиолипариты, фельзиты, кислые туфы и туфы смешанного состава.

В целом состав формации на всей площади ее распространения остается постоянным с преобладанием кислых лав, их туфов и туфов смешанного состава, наблюдаются лишь некоторые колебания в мощности формации. Но следует заметить, что на п-ове Теланском, где общая мощность формации сокращена до 1500 м, в ее разрезе появляется несколько характерных горизонтов агломератовых и крупнообломочных туфов рахилипаритов. Северо-восточнее, на правом берегу р. Имповеема, в разрезе сокращается роль пород кислого состава и появляются двупироксеновые андезито-базальты. Еще далее к северо-востоку, в бассейнах рек Вавачуна и Кыгужвеема, в составе формации снова увеличивается роль кислых пород. В низах разреза здесь встречаются горизонты туфоконгломератов, туфопесчаников и глинистых сланцев с прослоями ракушняка.

Вулканогенные породы формации несут следы краснокаменных изменений. Образованные ими прослои и покровы не выдержаны по мощности и простиранию, часто выклиниваются и замещают друг друга фациально. Наряду с вулканогенными породами в разрезах установлены прослои углисто-глинистых сланцев и углистых алевролитов, горизонты туфоконгломератов и туфопесчаников. На основании всех этих признаков мы считаем, что образование пород формации происходило в наземной обстановке и в прибрежных морских лагу-

нах (туфогенно-осадочные породы, присутствие горизонтов с мелководной морской фауной). Лавы и пирокластика изливались и выбрасывались из вулканов центрального типа, располагавшихся, по-видимому, цепочкой вдоль крупных разломов северо-восточного простирания. Накопление продуктов вулканизма происходило в межгорном прогибе, унаследованном от геосинклинального этапа развития Северо-Тайгоносского прогиба.

Выше согласно расположена красноцветная андезито-базальтовая формация, к которой относится теланская свита валанжинского возраста. В строении ее ведущая роль принадлежит серовато-зеленым и красно-бурым базальтам, долеритам, андезито-базальтам и их туфам; часто встречаются пестрые туфы смешанного состава, состоящие из обломков базальтов, андезитов и кислых лав; этим породам резко подчинены по мощности андезиты и их туфы, еще реже встречаются андезито-дациты, дациты, липарито-дациты, липариты и соответствующие им туфы, приуроченные преимущественно к верхней половине разреза. На п-ове Теланском большая часть формации сложена спекшимися туфами и вулканическими брекчиями андезитов и в подчиненном количестве — дацитами, базальтами и их туфами. По всему разрезу встречаются отдельные маломощные прослои туфогравелитов, туфоалевролитов, алевролитов и углистых сланцев. В целом формация отличается удивительной выдержанностью состава и строения. Мощность ее 1300–3750 м.

Особенности строения формации, быстрое выклинивание отдельных покровов и прослоев по простиранию, присутствие в разрезах углистых алевролитов и аргиллитов с растительным детритом и линзами угля, краснокаменные изменения лав и туфов свидетельствуют об образовании ее в континентальных условиях. Излияния лав происходили из вулканов центрального типа, приуроченных к линейным разломам северо-восточного простирания. Продукты вулканической деятельности накапливались в межгорном прогибе, унаследованном от геосинклинального этапа развития.

На участке между левым берегом р. Имповеема в его верхнем течении и низовьями р. Тальнавеема красноцветная андезито-базальтовая формация согласно перекрыта группой молассовых формаций (см. табл.1). В их составе выделяются морская вулканогенно-терригенная формация (вануонская свита го-теривского возраста) и наземная туфо-терригенная формация баррема(?)—альба (рябинкинская свита). Выше расположены наземные красноцветные андезито-базальтовая и андезито-дашиго-липаритовая формации апт-альбского возраста.

В строении вулканогенно-терригенной формации (вануонская свита) участвуют вулканомиктовые и туфогенные конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые и углисто-глинистые сланцы, содержащие остатки морской мелководной фауны, а также отпечатки флоры и растительный детрит. Значительно реже встречаются прослои туфов и туффитов кислого, среднего и основного состава. Мощность формации 1250–1700 м. Для отложений характерны параллельная, волнистая и косая слоистость, сравнительно хорошая выдержанность прослоев по простиранию, плохая сортировка обломочного материала в породах, присутствие в разрезе большого количества грубо-обломочных осадочных пород: конгломератов, гравелитов, крупнозернистых песчаников. Характерно также наличие линз и неправильной формы включений более тонкообломочного или более грубообломочного материала в породах иного гранулометрического состава. Все эти литологические особенности пород формации свидетельствуют об отложении их в прибрежной полосе мелководного морского бассейна. В составе угловатых и полуокатанных обломков, слагающих осадочные и туфогенно-осадочные породы формации, установлены плагиоклазы, кварц, андезиты, фельзиты, туффиты, алевролиты. Плохая сортировка обломочного материала и преобладание в составе формации грубообломочных осадочных пород указывают на то, что материал, слагающий их, поступал в бассейн осадконакопления с расположенных поблизости участков суши, в которую превратилась к этому времени вся северная часть п-ова Тайгонос. Присутствие в разрезах туфов и туффитов кислого, среднего и основного состава

свидетельствует о том, что в бассейне осадконакопления могли происходить небольшие подводные вулканические извержения. Найденные в пределах по-лосы распространения пород формации тела кварцевых диорит-порфиритов, воз-можно, являются "корнями" вулканических излияний.

Расположенная выше наземная туфо-терригенная формация баррема(?) - апба, к которой относятся отложения нерасчлененной рябинкинской свиты мощ-ностью 400-500 м, сложена разнозернистыми нередко косослоистыми песча-никами с прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов, алевролита-ми, глинистыми и кремнистыми сланцами и туфами среднего и основного сос-тава. В породах собраны многочисленные отпечатки флоры. Образование пород формации происходило в наземных условиях в водоемах озерного типа.

Красноцветная андезито-базальтовая формация, к которой относится шов-нинская толща условно апт-альбского возраста, представлена зеленовато-се-рыми и темными фиолетово-бурыми массивными и миндалекаменными базаль-тами и их туфами, разнообразными по структуре, серыми, зелеными и фиоле-тово-зелеными. Мощность формации 300-650 м.

Краснокаменный характер вторичных изменений вулканитов, слагающих фор-мацию, большая пестрота их фациального состава, быстрое выклинивание про-слоев по простиранию говорят о наземном характере излияния базальтовой магмы и выбросов пирокластики, которые были приурочены к разломам севе-ро-восточного простирания. Лавы и туфы заполняли межгорный прогиб.

Располагающаяся выше красноцветная андезито-дацит-липаритовая фор-мация (явоямская толща) апт-альбского возраста мощностью 1000-2000 м сложена черными туфами андезитов и дацитов, темно-зелеными туфами базаль-тов, дацитами, их кластолавами. Вулканическая деятельность была по-прежне-му приурочена к разломам северо-восточного простирания, а излияния лав носили трещинный характер и происходили в континентальных условиях, о чем свидетельствуют пестрый, преимущественно красно-бурый цвет вулканитов, вызванный их краснокаменными изменениями, и присутствие в разрезе про-слоев туфоалевролитов с растительным детритом. Накопление вулканитов про-исходило на суше в межгорном прогибе северо-восточного простирания в прес-ных водоемах озерного типа.

В междуречье Имповеерма и Вискичуна (см. табл. 1) в группу молассовых формаций входят туфо-терригенная, угленосная паралическая и вулканогенно-обломочная песчано-алевролитовая формации. Выше расположена красноцветная базальтовая формация палеогена.

К наземной туфо-терригенной формации относится нижняя подсвита ряби-нкинской свиты (800-900 м) баррем(?) - аптского возраста. В строении ее участвуют пестрые по окраске серовато-зеленые, серые, красно-бурые и розо-вые обычно тонкослоистые кислые пепловые туфы, мелкообломочные туфы сред-него и смешанного состава, кремнистые туффиты, разнообразные преимущест-венно тонкообломочные туфогенно-осадочные породы, реже - черные афировые андезиты. Встречаются также черные углистые сланцы с остатками раститель-ного детрита, а иногда даже окаменелыми ветками и стволами деревьев. Мощ-ность прослоев - миллиметры - сантиметры, мощность однородных пачек - метры. Нередко встречаются линзы пород более грубозернистого материала в более мелкозернистом и наоборот. Размер линз - от нескольких миллимет-ров до нескольких десятков сантиметров по длинной оси. Иногда линзовидное строение толщи обусловлено линзовидным скоплением пылеватых рудных час-тиц. Обычно чередуются прослой, окрашенные в зеленые и красные цвета, сло-женные породами разного гранулометрического состава; какой-либо законо-мерности в их смене не наблюдается. Контакты прослоев очень четкие, рез-кие, а сами прослой хорошо выдержаны по простиранию. Наиболее характерными породами формации являются кислые пепловые туфы и кремнистые туффиты.

Литолого-фациальные особенности отложений формации (тонкая слоистость, присутствие углистых отложений с остатками растительного детрита, мелкая и тонкая зернистость осадков, выдержанность прослоев по простиранию толщи,

краснокаменные изменения туфов и лав) свидетельствуют об образовании этих вулканогенно-осадочных пород в пресноводном спокойном бассейне (озеро). Вулканический материал поставлялся в бассейн осадконакопления вулканами центрального типа, действовавшими поблизости и располагавшимися цепочкой вдоль разломов северо-восточного простиранья.

К находящейся выше угленосной паралической формации относятся отложения средней подсвиты рябинкинской свиты (765 м) апт-альбского возраста, в строении которой участвуют вулканомиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, углисто-глинистые и углистые сланцы, содержащие пласты каменного угля мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. С юго-запада на северо-восток в составе формации постепенно увеличивается количество грубообломочного материала, а также мощность и количество угольных пластов. Фациальные особенности строения формации и характер чередования пород в разрезах свидетельствуют о том, что это прибрежно-морские и континентальные угленосные образования.

Вулканомиктовые осадочные породы, слагающие большую часть формации, представлены полуокатанными и угловатыми плохо сортированными зернами плагиоклазов, кварца, андезитов, андезито-базальтов, базальтов, фельзитов, дацитов, цветных минералов, раскристаллизованных вулканических стекол, рудных минералов, встречающихся в разных количественных соотношениях. Обычно преобладают обломки андезито-дацитов или андезито-базальтов, но иногда состав обломков смешанный. Источником обломочного материала служили участки суши северных и южных районов п-ова Тайгонос.

Угленосная паралическая формация в вертикальном направлении сменяется наземной вулканогенно-обломочной песчано-алевролитоглинисто-сланцевой, к которой относятся отложения нижней половины верхней подсвиты рябинкинской свиты (апт - альб). Формация сложена туфопесчаниками, туфогравелитами, туфоконгломератами, туфоалевролитами, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, полосчатыми пепловыми туфами, достигающими мощности 1000 м. Обломочный материал в этих породах представлен угловатыми и полуокатанными зернами плагиоклаза, андезитов, андезито-базальтов, фельзитов, кварца, девитрифицированных вулканических стекол среднего и кислого состава, туффитов, кремнистых сланцев, туфогенно-осадочных пород, реже - цветных минералов, встречающихся в разных сочетаниях. В гальке туфоконгломератов установлены также гранитоиды. Источником обломочного материала служили участки суши северной и центральной частей п-ова Тайгонос. Образование пород формации происходило в континентальных условиях, в унаследованном межгорном прогибе, вероятно в пресноводных водоемах-озерах.

Эта формация частично фациально замещается к югу, частично перекрывается наземной андезитовой формацией, к которой относится верхняя половина верхней подсвиты рябинкинской свиты (апт - альб) мощностью 2000 м. В ее строении участвуют темные и почти черные порфировые и афировые андезиты, содержащие маломощные прослои фиолетово-серых и зеленых туфов; в основании формации залегают грубообломочные туфы андезито-дацитового состава. В строении верхней пачки участвуют темные, часто пятнисто окрашенные в фиолетово-буроватые и зеленоватые тона лавы, лавобрекчии и кластолавы андезито-базальтов, изредка - туфы основного и среднего состава. Лавы слагают покровы, быстро выклинивающиеся к северо-востоку от побережья Внутренней губы. Центр извержения располагался близ побережья Внутренней губы. Краснокаменные изменения пород и присутствие в разрезе формации прослоев глинистых сланцев с растительным детритом и отпечатками флоры свидетельствуют о наземном характере лавовых излияний. Продукты вулканической деятельности накапливались все в том же межгорном прогибе.

Следует отметить, что разновозрастные готерив-альбские формации Имповеем-Вискичунского и Имповеем-Тальнавеемского участков парагенетически тесно друг с другом связаны и, будучи фациальными аналогами, замещают друг друга по простиранью.

Венчающая орогенный комплекс палеогеновая базальтовая формация (до 1100 м) включает вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования кайнозойской свиты эоцен-олигоценного возраста. В ее составе установлены кайнозойского облика оливиновые базальты, серые и темно-серые, порфировые и афировые, миндалекаменные и массивные, образующие не выдержанные по мощности и простирающие покровы, их разнообломочные туфы и туфобрекчии, часто залегающие линзовидно, реже – дациты и их туфы, линзы туфогенно-осадочных пород с прослоями лигнитов и многочисленными отпечатками флоры. Наиболее характерными породами формации являются оливиновые базальты.

Излияния лав происходили в континентальных условиях и были связаны с глубокими трещинами растяжения. Вулканический материал накапливался во впадинах, наложенных на все более древние структуры.

Таким образом, в состав орогенного комплекса Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба входит ряд наземных вулканогенных, вулканогенно-обломочных и туфо-терригенных формаций, морская вулканогенно-обломочная и угленосная паралическая формации, которые образовались в межгорном прогибе, унаследованном от геосинклинального этапа, на орогенном этапе развития Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба. Состав обломков и зерен, слагающих породы обломочных формаций, свидетельствует о поступлении обломочного материала в прогиб с прилежащих участков суши, в которую превратилась к этому времени большая часть территории Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба. Преобладание в составе орогенного комплекса вулканогенных формаций говорит об активной вулканической деятельности в прогибе в это время. Следует еще раз подчеркнуть, что весь этот орогенный вулканогенно-моцассовый комплекс формаций входит в состав внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса.

ЮЖНО-ТАЙГОНОССКОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

Вискичунская подзона

Формации геосинклинального комплекса

Геосинклинальный комплекс Вискичунской подзоны представлен морской андезитовой туфовой формацией (3700–3800 м), объединяющей пирокластические, туфогенно-осадочные и вулканические отложения нижней, средней и верхней юры (табл. 2; см. рис. 18). По особенностям состава и строения формация напоминает очень характерные вулканические толщи, описанные в последние годы в литературе под названием "формации зеленых туфов" (Геологическое развитие..., 1968; Ротман, 1965). Японские геологи называют "зелеными туфами" колоссальные по мощности толщи неогеновых вулканитов, которые в результате интенсивных гидротермальных изменений приобрели зеленый цвет. В.К. Ротман относит к формации "зеленых туфов" толщу вулканитов, образовавшихся в четвертичном периоде на подводных частях склонов островных дуг, и предлагает при обнаружении похожих толщ в более древних геологических отложениях связывать их образование с островными дугами прошлых геологических эпох. По В.К. Ротману, для формации "зеленых туфов" характерны следующие особенности: значительная мощность; грубая ритмичность разных порядков; присутствие, помимо лав и брекчий, вулканических и туфогенно-осадочных пород; присутствие мелководной морской фауны и флоры; известково-щелочной характер лав; отсутствие игнибригов; отсутствие связи с радиоляриево-кремнистыми осадками; интенсивное гидротермальное изменение вулканитов.

В составе туфовой андезитовой формации установлены зеленовато-серые, реже фиолетово-серые и пестрые фиолетово-зеленые туфы андезитов и андезитобазальтов, туффиты, туфогравелиты, значительно реже вулканические гравелиты и песчаники. В подчиненном количестве встречаются аргиллиты и песчано-глинистые сланцы, всегда содержащие пирокластический материал. Отложения охарактеризованы мелководной морской фауной.

Таблица 2

Вертикальный формационный ряд Вискичунской подзоны Южно-Тайгонесского геосинклинального поднятия

Формации	Вискичунская подзона
Орогенные	Молассовая угленосная (верхи баррема – альб)
	↑
	Наземная красноцветная андезито-базальтовая (верхи волжского яруса – готерив)
Геосинклинальные	↑
	Морская андезитовая туфовая (нижняя – верхняя юра)

В целом для формации характерны следующие особенности: преимущественно андезитовый и андезито-базальтовый состав обломков и зерен, слагающих туфы и туфогенно-осадочные породы; зеленокаменные и краснокаменные изменения пород и как следствие этого – зеленоватого-серая, пестрая буро-зеленая и фиолетово-бурая их окраска. Присутствие в составе обломков краснокаменно измененных пород служит доказательством существования вулканических островов, располагавшихся неподалеку от бассейна осадконакопления и поставлявших в него вулканический материал преимущественно андезитового и андезито-базальтового состава; хорошо выраженная параллельная, местами – косая и волнистая слоистость, обусловленная чередованием прослоев пород разного гранулометрического состава; присутствие в разрезах горизонтов пород со знаками ряби на поверхности; грубая ритмичность толщи; присутствие остатков мелководной морской фауны. Все эти особенности туфовой формации, по-видимому, свидетельствуют об образовании ее в прибрежно-морских условиях на склонах вулканических островов с действовавшими вулканами, а также о близости ее к формации "зеленых туфов".

Формации орогенного комплекса

В составе орогенного комплекса выделяются наземные красноцветная андезито-базальтовая и угленосная паралическая молассовая формации (см. табл. 2, рис. 18).

Красноцветная андезито-базальтовая формация объединяет вулканогенные, вулканогенно-осадочные, реже – осадочные породы базальтового и андезито-базальтового состава общей мощностью около 1300 м позднеюрско-раннемелового возраста. Это темно-серые и фиолетово-серые андезиты и андезито-базальты, иногда миндалекаменные, образующие покровы мощностью от нескольких до 30 м; вишнево-красные, зеленые и серые разнообломочные туфы и лавовые брекчии андезито-базальтового состава (0,5–10 м); туфоконгломераты, туфогравелисты, туфопесчаники, образующие пачки мощностью до 50 м, редкие пачки черных углистых сланцев и темно-серых алевролитов (метры). Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы формации откладывались на суше в пресноводных бассейнах в районе действовавших вулканов. Об этом свидетельствуют краснокаменный характер изменения вулканогенных пород, хорошо выраженная слоистость осадков, присутствие в разрезах пачек туфогенно-осадочных пород и прослоев углистых сланцев, преобладание в составе отложений лав и туфов андезито-базальтового состава.

Выше расположена угленосная паралическая молассовая формация, к которой относятся отложения нерасчлененной рябинкинской свиты, распространенные в нижнем течении р. Вискичуна на ее правобережье. Здесь установлены

черные, серые и зеленовато-серые аргиллиты, алевролиты, глинистые и песчано-глинистые сланцы, конгломераты, углистые сланцы с прослоями каменных углей. Встречаются горизонты пород, содержащие известковистые конкреции лепешковидной формы и прослой с отпечатками флоры. Мощность формации 140–360 м. Эта формация, аналогичная угленосной паралической формации Северо-Тайгоносского прогиба, тоже образовалась в прибрежно-морских условиях.

Нейнегская подзона

Формации геосинклинального комплекса

В составе геосинклинального комплекса Нейнегской подзоны выделяются кремнисто-известково-терригенная (нижний карбон) и морская вулканогенная андезитовая (пермь? – верхняя юра) формации (табл. 3; см. рис. 18).

Таблица 3

Вертикальный формационный ряд Нейнегской подзоны Южно-Тайгоносского геоантиклинального поднятия

Формации	Нейнегская подзона
Геосинклинальные	Морская андезитовая (верхняя пермь (?) – верхняя юра)
	↑ Кремнисто-известково-терригенная (нижний карбон)

Кремнисто-известково-терригенная формация (1350–3700 м) сложена черными, темно-серыми и зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинистыми песчаниками и алевролитами, песчанистыми алевролитами, глинистыми сланцами, очень часто – известковистыми, реже – кремнисто-известковистыми разностями этих пород. Мощность прослоев тонко- и мелкообломочных пород от 1–2 мм до 10–60 см; песчаники образуют прослой большей мощности, до 0,5–1,5 м. Встречаются отдельные прослой мраморизованных известняков мощностью 0,1–0,15 м. Часто песчаники содержат овальной формы конкреции кремнисто-известковистого состава размером до 5 см в диаметре. Присутствие в отложениях формации многочисленных остатков брахиопод, мшанок, кораллов, отпечатков и обломков стеблей крупных криноидей, хорошо выраженная слоистость отложений, обусловленная чередованием прослоев пород разного гранулометрического состава, и другие литолого-фациальные особенности формации свидетельствуют об образовании ее в спокойном морском бассейне на значительном расстоянии от берега.

Морская андезитовая формация, к которой относятся вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования пермско(?)–позднеюрского возраста (1500–3000 м), изучена еще далеко не достаточно. Затруднительно это по той причине, что слагающие формацию породы сохранились лишь в виде разной величины полей среди гранитоидов Восточно-Тайгоносского массива и поэтому почти повсеместно ороговикованы. Вероятно, впоследствии эту формацию удастся разбить на ряд вулканогенных и вулканогенно-обломочных формаций.

В составе формации установлены черные флюидальные дациты, темно-серые и буровато-коричневые андезиты, андезитовые туфы, значительно реже – липариты и фельзиты, а также туфопесчаники, туфоалевролиты, песчано-глинистые и углесто-глинистые сланцы. Эффузивы и туфы слагают по крайней мере половину разреза формации. Переслаивающиеся с ними туфогенно-осадочные породы, в большинстве случаев превращенные в биогит-кварцевые, биогит-кордиерит-кварцевые и амфиболовые роговики, сложены зернами ан-

дезитов, андезито-базальтов и составляющих эти породы минералов. Одна из особенностей формации – присутствие в разрезах прослоев углисто-глинистых сланцев и осадочных пород с остатками флоры. Характерно наличие прослоев осадочных пород с волнистой слоистостью. Все это свидетельствует, во-первых, об активной вулканической деятельности в бассейне осадконакопления в период образования формации, во-вторых, об отложении вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в прибрежно-морских условиях, вероятно, вокруг действовавших подводных вулканов, сначала под водой, а потом – на склонах вулканических островов, выросших на месте вулканов в процессе их деятельности.

ПЕНЖИНСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОГИБ

В строении рассматриваемой части Пенжинского геосинклинального прогиба участвуют кремнисто-вулканогенные и осадочные отложения поздневолжско-раннесенонского возраста (см. рис. 18). В юго-западной части прогиба, на юго-восточном побережье п-ова Тайгонос, они подразделяются на спилито-диабазовую, кремнисто-сланцевую и флишоидную геосинклинальные формации. Северо-восточнее, на п-ове Елистратова, выделяются геосинклинальные спилито-кератофировая и флишоидная и орогенная молассовая угленосная формации (табл. 4).

Таблица 4

Вертикальный формационный ряд Пенжинского геосинклинального прогиба

Формации	П-ов Тайгонос	П-ов Елистратова
Орогенные		Молассовая угленосная (турон-нижний сенон)
Геосинклинальные	Кремнисто-сланцевая (волжский ярус – валанжин) ← Спилито-диабазовая (верхи волжского яруса – берриас) → ↑ Флишоидная (берриас-нижний баррем)	↑ Флишоидная (валанжин-сенон) ↑ Спилито-кератофировая (волжский ярус – берриас)

Формации геосинклинального комплекса

Спилито-диабазовая формация юго-западной части прогиба, к которой относятся вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения кингвеевской свиты волжско-берриасового возраста, сложена зеленоватого-серыми и темно-серыми спилитами, диабазами с линзами и горизонтами красных, темно-серых и зеленых яшм, радиоляритами, разнообразными кремнистыми сланцами, кремнистыми аргиллитами и алевролитами, туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоконгломератами и туфогравелитами. Характерны мощнейшие зоны милонитов, сильно изменяющие облик отдельных частей формации, а также горизонты сильно брекчированных и смятых в микроскладки пород и тектонические линзы и тела серпентинизированных гипербазитов. В контакте гипербазитового тела м. Поворотного обнаружены линзы эклогитов и эклогитовых амфиболитов (Гельман, Некрасов, 1968).

Чрезвычайно характерный набор пород, слагающих формацию, и особенности ее внутреннего строения свидетельствуют о принадлежности формации к группе спилито-диабазовых, характерных для океанической стадии развития эвгеосинклинальных прогибов и образующихся в глубоководных условиях (Пейве и др., 1972; Книшпер, 1969).

В латеральном направлении к северо-западу спилито-диабазовая формация замещается разновозрастной кремнисто-сланцевой формацией, к которой относятся нерасчлененные волжско-валанжинские отложения, развитые на правобережье руч. Гольца и в среднем течении р. Нейнега. В составе формации общей мощностью 1500–1800 м установлены черные алевролиты и аргиллиты, обычно состоящие из слабо окатанного пирокластического материала, включающие маломощные пласты туфопесчаников и реже – вулканомиктовых песчаников. Значительную часть разрезов составляют светло-зеленые кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы, очень редко встречаются линзы и прослои тонкослоистых кремнисто-карбонатных пород.

Преобладание в составе отложений формации алевролитов и аргиллитов, присутствие в разрезах линз и прослоев тонкослоистых кремнисто-карбонатных пород, хорошо выраженная слоистость, часто тонкая, наличие в породах остатков морской мелководной фауны и горизонтов ауцеллового ракушняка говорят об образовании формации в шельфовой зоне морского бассейна на относительно большом расстоянии от берега, ниже базиса действия волн. Обломочный материал, слагающий осадочные породы (угловатые и полуокатанные зерна плагиоклаза, кварца, андезитов, андезито-базальтов, базальтов, девитрифицированных вулканических стекол, роговиков, рудных минералов, цветных минералов, очень редко – известняков), поступал в бассейн осадконакопления с севера, из района недавней активной вулканической деятельности, превратившегося в сушу и начавшего разрушаться (Южно-Тайгоносское поднятие, Нейнегская подзона). На подводной части склонов вулканических островов Нейнегской подзоны и откладывались отложения формации.

В северо-восточном направлении на п-ове Елистратова спилито-диабазовая формация сменяется спилито(?)–кератофировой формацией того же возраста, представленной 100-метровой пачкой кератофиров.

В вертикальном направлении спилито-диабазовая формация юго-восточного побережья п-ова Тайгонос сменяется флишовой формацией, к которой относятся отложения мялекаснской и тылакрьельской свит берриас-раннебарремского возраста. Формация сложена ритмично переслаивающимися осадочными отложениями с преобладанием грубообломочных пород. Мощность ритмов 10–30 см. Характерным членом формации являются горизонты пестрых конгломератов, сложенных галькой, валунами (доли сантиметра – 30 см) и глыбами (до 1,5 м³) из пород как подстилающей спилито-диабазовой формации (темно-серые алевролиты, разноцветные кремнистые сланцы, красные и зеленые яшмы, цветные мраморы, зеленые спилиты и диабазы, гемные, почти черные ультраосновные породы), так и других более далеких структурно-фациальных зон полуострова (черные аргиллиты и алевролиты с призматическими слоями колымий, темно-зеленые амфиболиты, белый кварц, обломки даек разного состава и др.). Встречаются горизонты конгломератов из гальки гипербазитов и полосчатых амфиболитов. Эти конгломератовые горизонты, содержащие глыбы "инородных" пород, по особенностям строения относятся к "дикому флишу", а заключенные в них глыбы являются олистолитами, образование которых связано с подвижками по конседиментационному надвигу и обламыванием края надвига в подводных условиях (Обуэн, 1967; Леонов, 1972).

Флишовидная формация восточной части п-ова Елистратова включает отложения валанжина – сеномана общей мощностью около 1200 м. Это преимущественно серые туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, глинистые сланцы с редкими прослоями андезито-базальтовых туфов. Повсеместно в составе отложений собраны остатки морской мелководной фауны.

В обломочной части туфогенно-осадочных пород установлены плагиоклаз, кварц, гематит и другие рудные минералы, сильно ожелезненные андезиты и

андезито-базальты, девитрифицированные вулканические стекла, цветные минералы, хлорит, циркон, опен, известняк, фельзит.

Породы, слагающие формацию, образуют хорошо выдержанные по простиранию прослои мощностью от нескольких до нескольких десятков сантиметров, иногда ритмично чередующиеся. Литолого-фациальные особенности формации говорят об образовании ее в мелководном морском бассейне.

Завершается вертикальный формационный ряд юго-западной части Пенжинского геосинклинального прогиба локально развитой спилито-кремнисто-сланцевой формацией (кармаливаймская (?) свита, поздний барем - апт, 1500 м), которая по особенностям строения и условиям формирования очень похожа на описанную выше спилито-диабазовую формацию.

Формации орогенного комплекса

К орогенному комплексу рассматриваемой части Пенжинского геосинклинального прогиба относится угленосная молассовая формация, объединяющая гурон-нижненесенские отложения пенжинского горизонта и быстринской свиты, общей мощностью 1255 м. Она сложена серовато-зелеными, серыми и бурными конгломератами, песчаниками, гравелитами, алевролитами, углистыми аргиллитами, параллельно- и косослоистыми, содержащими прослои зонального угля мощностью 1-2,5 м, обугленные и окремнелые растительные остатки и в средней части разреза - мелководную морскую фауну. Состав обломков и зерен, слагающих осадочные породы, полимиктовый. Формирование их происходило в лагунно-континентальных условиях, в межгорном прогибе.

Таким образом, в основании формационного ряда Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба (см. рис. 18, табл. 1) расположена спилито-кератофировая формация (1300-1600 м) ранне(?) - позднепалеозойского возраста, сменяющаяся в вертикальном направлении тесно с ней связанной кремнисто-сланцевой формацией (800-1050 м) позднего палеозоя. В юго-восточном направлении на территории Нейнегской подзоны Южно-Тайгоносского поднятия эти две формации замещаются кремнисто-известково-герригенной формацией (2700 м) раннекаменноугольного возраста (см. табл. 3), которая сменяется в Понтонейских горах Пенжинского кряжа (Таловско-Майнское поднятие) кремнисто-известково-герригенной флишиоидной (1500 м) и континентальной молассоидной (1200 м) формациями раннего карбона. Последние формации подстилаются известково-кремнисто-сланцевой раннесилурийской (1500 м) и спилито-диабазовой ордовикской (?) (1000-1500 м) формациями. Их основанием служат меланократовые породы (не менее 2000 м) докембрия - нижнего палеозоя, в составе которых установлены зеленокаменно измененные габброиды и амфиболиты, метабазальты, кристаллические известняки, рассланцованные кварциты, разнообразные сланцы глаукофан-зеленосланцевой фации метаморфизма (Заборовская, Некрасов, 1974). Описанный латеральный ряд формаций отвечает океанической стадии развития Тайгоносско-Западно-Корякской геосинклинальной системы поздних мезозой (Пейве и др., 1972; Некрасов, 1972; Заборовская, Некрасов, 1977), внутренней зоной которой является Тайгоносская геосинклинальная зона (Заборовская, 1974).

Верхняя половина геосинклинального комплекса Северо-Тайгоносского прогиба сложена группой парагенетически связанных друг с другом вулканогенно-обломочных и вулканомиктовых герригенных и андезитовой формаций позднeperмско-ранневожского возраста, закономерно повторяющихся в разрезе четыре раза (см. табл. 1, рис. 18). В основании каждого цикла расположена вулканогенно-обломочная или вулканомиктовая герригенная формация. Завершается каждый цикл осадконакопления вулканогенными образованиями андезитовой формации, литолого-фациальные особенности которых свидетельствуют о прибрежно-морской обстановке их накопления. По-видимому, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы формации откладывались на склонах вулканических островов, возникавших в геосинклинальном бассейне в конце каждого цикла осадконакопления вокруг подводных вулканов центрального типа, что при-

водило каждый раз к превращению северо-западной части геосинклинального бассейна в сушу и сокращению площади седиментации.

Эта циклично построенная группа формаций замещается в юго-западном направлении туфовой андезитовой формацией (3700–3850 м) ранней – поздней юры (см. табл. 2) и морской андезитовой формацией (1500–3000 м) перми(?) – поздней юры (см. табл. 3, рис. 18), соответствующими Вискичунской и Нейнегской подзонам Южно-Тайгоносского поднятия. В Пенжинско-Анадырской и Таловско-Майнской зонах им соответствует группа терригенных флишоподобных формаций среднего карбона – поздней юры.

Этот лагеральный ряд формаций, типичный для переходной стадии развития геосинклинальных зон (Пейве и др., 1972), отражает появление на территории Тайгоносской геосинклинальной зоны конседиментационно развивавшихся Северо-Тайгоносского прогиба и Южно-Тайгоносского поднятия. Для поднятия характерны неполнота формационного ряда по сравнению с прогибом, резкое сокращение мощностей, увеличение роли вулканизма.

Расположенный выше комплекс орогенных формаций отражает заключительный этап развития Тайгоносской геосинклинальной зоны. В Северо-Тайгоносском прогибе он представлен преимущественно континентальными вулканогенными формациями, сочетающимися с молассами (верхи волжского яруса – альб и палеоген) (см. табл. 1, рис. 18). Он начинается пестроцветной липарито-дацитовой формацией (1500–2000 м) поздневолжско-берриасового возраста, сменяющейся в вертикальном направлении красноцветной андезито-базальтовой формацией (1300–3750 м) валанжинского возраста. Выше расположена очень сложная по составу и строению группа молассовых формаций готерива – альба, подразделяющаяся в междуречье Имповеема и Вискичуна на туфо-терригенную (800–900 м) формацию баррем-аптского возраста, угленосную параллельную (765 м) и наземную вулканогенно-обломочную терригенную (100 м) формации апта – альба. На участке между левым берегом р. Имповеема в его верхнем течении и низовьями р. Тальнавеема в составе молассовых формаций выделяются морская вулканогенно-терригенная формация (1250–1700 м) готерива и наземная туфо-терригенная формация баррема (?) – альба (400–500 м). Молассовые формации сменяются вверх андезито-базальтовой (300–650 м), красноцветной андезито-дацито-липаритовой (1000–2000 м), красноцветной андезитовой (2000 м) формациями апта – альба и базальтовой формацией палеогена (до 1000 м).

На территории Вискичунской подзоны Южно-Тайгоносского поднятия вертикальный формационный ряд орогенного комплекса представлен наземной красноцветной андезито-базальтовой (1300 м) и молассовой угленосной (140–360 м) формациями, которые по возрасту отвечают орогенному комплексу Северо-Тайгоносского прогиба, но отличаются от него сокращенной мощностью слагающих их отложений.

Формирование этого орогенного комплекса вулканогенно-молассовых образований, составляющих вместе с интрузивными породами середины мела внутреннюю зону Охотско-Чукотского вулканического пояса на п-ове Тайгонос, происходило в межгорном прогибе, унаследованном от геосинклинального этапа развития Северо-Тайгоносского прогиба.

Орогенному комплексу Тайгоносской геосинклинальной зоны по возрасту соответствует геосинклинальный комплекс Пенжинского прогиба (поздняя юра – сенман). В основании его (см. табл. 4) расположена спилито-диабазовая формация поздней юры – берриаса мощностью около 2400 м, сменяющаяся в северо-западном направлении кремнисто-сланцевой (1500–1800 м), а в вертикальном направлении – флишоподобными формациями (1800–2000 м) (берриас – ранний баррем – в юго-западной части прогиба, валанжин – сенман – в северо-восточной его части). Орогенный комплекс этого прогиба представлен угленосной терригенной молассой позднетурон-раннесенонского возраста (1000–1100 м).

По набору формаций и их последовательности во времени и пространстве формационный ряд Пенжинского прогиба типичен для эвгеосинклиналей, а формационный ряд Тайгоносской геосинклинальной зоны занимает промежуточное положение между мио- и эвгеосинклиналями, но все же ближе к формационным рядам эвгеосинклиналей.

МОРФОЛОГИЯ ТЕКТЕНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Структурно-фациальным зонам первого порядка в современной тектонической структуре п-ова Тайгонос отвечают Тайгоносский блок, Северо-Тайгоносский синклиниорий, Южно-Тайгоносский антиклиниорий и северо-западный борт Пенжинского синклинория (рис. 19). Эти крупные структуры отличаются не только историей развития, отраженной в их формационных рядах, но и морфологией структур более высоких порядков.

ТАЙГОНОССКИЙ БЛОК

Тайгоносский блок (Тайгоносский остаточный массив, по Ю.М. Пушаровскому, 1960; Геология СССР, т. XXX, 1970) занимает северную часть п-ова Тайгонос, протягивается в северо-восточном направлении от п-ова Вархалам до среднего течения р. Парени (см. рис. 19). Северная граница блока скрыта под покровом четвертичных отложений. В прошлые геологические эпохи он, по видимому, соединялся с Омолонским массивом. В современной структуре южной границей блока служит Верхнепылгинская зона разломов, по которой докембрийские образования надвинуты на расположенную к югу от блока Верхнепылгинскую зону смятия. По данным И.Л. Жулановой (1974а,б), в зоне разломов широко распространены разнообразные продукты диафтореза архейских (?) кристаллических пород. Судя по характеру аномального гравитационного поля, можно предположить, что докембрийские структуры блока продолжают на юг под чехлом молодых отложений приблизительно до широты контакта отложений гырьянгинской и вавачунской свит.

В строении Тайгоносского блока участвуют образования архея, слагающие его фундамент, и нижнего палеозоя, формирующие чехол. Из-за плохой обнаженности внутренняя структура фундамента изучена слабо. По наблюдениям В.Н. Липатова в 1957 г., в бассейне р. Авековы докембрийские породы образуют крупный синклиниорий меридионального простирания, ядро которого сложено косовской серией, а крылья — более спокойно залегающими породами пургоносской серии. Эта структура осложняется более мелкими поперечными складками, оси которых ориентированы преимущественно в северо-западном направлении. Докембрийские породы массива прорваны крупными интрузиями меловых гранитов и гранодиоритов и разбиты многочисленными разрывными нарушениями преимущественно северо-восточного простирания. Структура чехла блока не изучена.

СЕВЕРО-ТАЙГОНОССКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

Северо-Тайгоносский синклиниорий протягивается через п-ов Тайгонос, постепенно сужаясь в северо-восточном направлении, от п-ова Теланского на юго-западе до побережья Пенжинской губы на северо-востоке (рис. 20, см. рис. 19). Протяженность синклинория около 200, максимальная ширина около 50 км. В

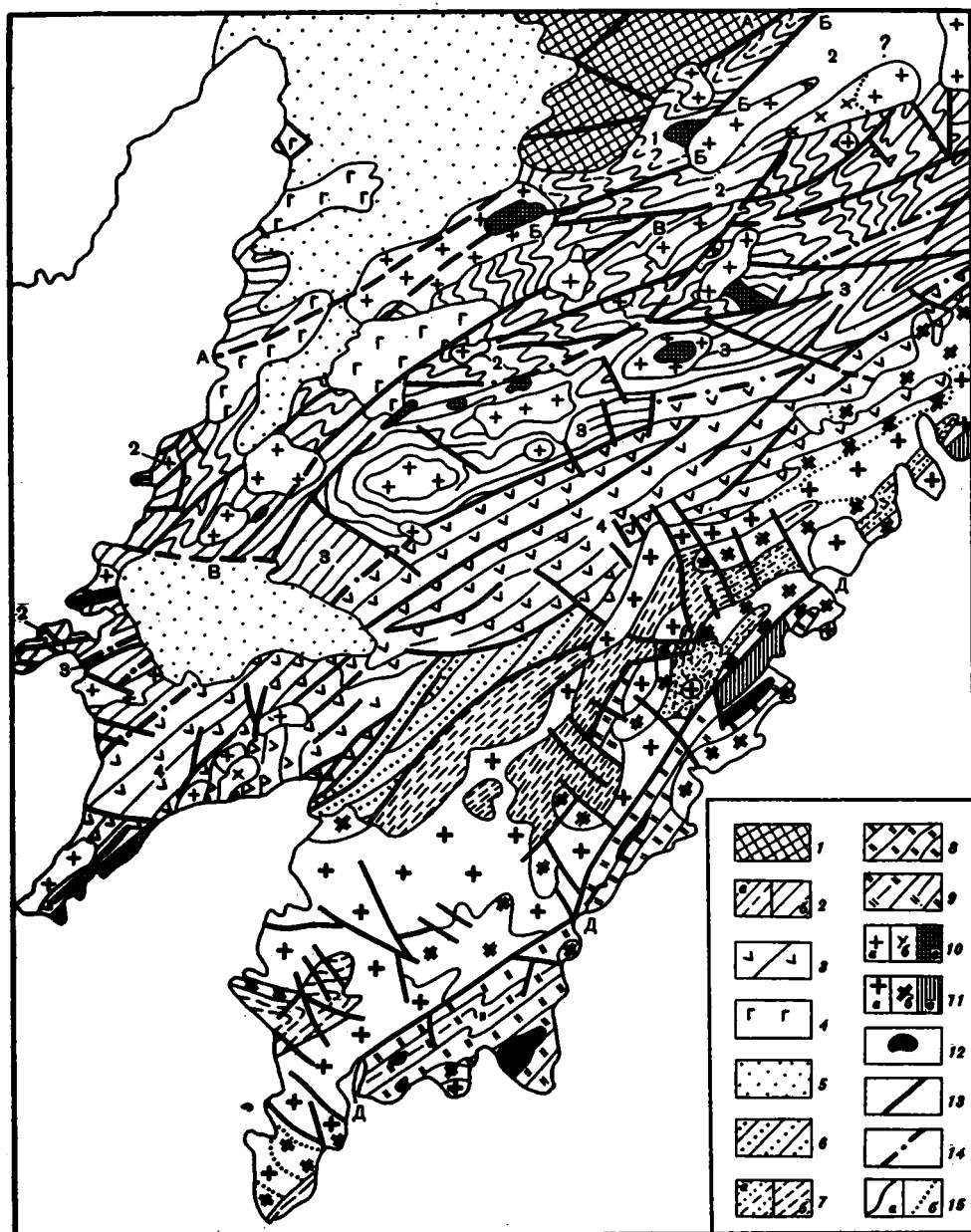


Рис. 19. Структурно-тектоническая схема п-ова Тайгонос

1 - Тайгоносский блок. Метаморфические породы архея и прорывающие их интрузии гранитоидов юрского и мелового возраста. 2-7 - Тайгоносско-Западно-Корякская складчатая система поздних мезозойских. Тайгоносская складчатая зона. 2-5 - Северо-Тайгоносский синклиорий: 2 - геосинклинальный комплекс ($PZ_1(?) - J_3v_1$) - а-спилито-кератофировая и кремнисто-сланцевая формации (PZ_{1-2}), 6 - вулканогенно-обломочные, вулканомиктовые терригенные и андезитовая формации ($P_2 - J_3v_1$); 3-4 - орогенный комплекс: 3 - липарито-дацитовая, андезито-базальтовая, угленосная молассовая, андезито-дацито-липаритовая и другие формации ($J_3v_2 - K_1al$), 4 - базальтовая формация (P_{2-3}); 5 - посторогенный комплекс ($P_2 - Q$). 6-7 - Южно-Тайгоносский антиклиорий: 6 - геосинклинальный комплекс Вискичунской подзоны, туфовая андезитовая формация (J_{1-3}); 7 - геосинклинальный комплекс Нейнегской подзоны - а - кремнисто-известково-терригенная фор-

строении его участвуют отложения от нижнего (?) палеозоя до альба включительно, образующие непрерывный разрез. С северо-запада на юго-восток, к ядру структуры, наблюдается смена древних отложений более молодыми. Граница синклинали с Тайгоносским блоком проходит по Верхнепылгинской зоне разломов, в пределах которой как докембрийские, так и ниже(?)—верхнепалеозойские отложения испытали сильный динамометаморфизм. С юго-востока синклинорий обрывается гранитоидами Восточно-Тайгоносского массива и Вискичунской зоной разломов, по которой он надвинут на Южно-Тайгоносский антиклинорий.

Северо-Тайгоносский синклинорий представляет собой крупную складчато-глыбовую структуру синклинали типа с оборванным юго-восточным и широким северо-западным крыльями. В строении северо-западного крыла синклинали на фоне общего моноклинального залегания пород в направлении с северо-запада на юго-восток выделяется несколько узких структурных зон, согласных с общим северо-восточным простиранием структуры и отличающихся друг от друга особенностями развитых в их пределах складчатых и разрывных дислокаций, что связано главным образом с литологическими особенностями слагающих эти зоны отложений: Верхнепылгинская зона смятия; Тополовско-Тальнавеевская зона линейных складчатых дислокаций; зона слабо дислоцированных верхнеюрских отложений; Вискичунская грабен-синклиналь (см. рис. 19).

Верхнепылгинская зона смятия протягивается на 40–45 км из верховьев р. Большая Чайбуха до среднего течения р. Инчика, достигая максимальной ширины около 10 км. Граница ее с докембрийским Тайгоносским блоком проходит по Верхнепылгинской зоне разломов. Юго-восточной границей зоны смятия служит Парень-Чайбухинский глубинный разлом (Ю.Н. Барченко, 1966г.).

Зона смятия сложена спилито-кератофировыми и кремнисто-сланцевыми образованиями ниже(?)—верхнепалеозойской верхнепылгинской толщи, измененными в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, а также испытавшими контактовый метаморфизм и гидротермальные изменения. Степень дислоцированности пород в пределах зоны неодинакова. По данным В.А. Иванова и И.Л. Лившиц, наблюдается чередование полос (ширина — десятки метров), сложенных интенсивно динамометаморфизованными листоватыми породами и связанных с зонами продольных разломов северо-восточной или субширотной ориентировки, возможно крутых надвигов, с полосами, в пределах которых породы лишь в незначительной степени рассланцованы или почти не изменены.

Верхнепылгинская зона смятия имеет сложную складчато-глыбовую структуру, для которой характерны линейные изоклинальные, часто опрокинутые складки северо-восточного простирания с ундулирующими шарнирами (размах крыльев 1,5–2 км), сочетающиеся с поперечными и продольными разрывными нарушениями. Из них самыми древними являются разломы северо-восточного

Окончание подписи к рис. 19

мация (C_1), б — андезитовая формация (P_2-J_3). 8–9 — Пенжинско-Анадырская складчатая зона. Северо-западный борт Пенжинского синклинория. Геосинклинальный комплекс: 8 — спилито-диабазовая и кремнисто-сланцевая формации (J_3-K_{1v}). 9 — флишоподная формация ($K_{1br}-K_{1b1}$). Интрузии мелового возраста: 10 — габбро-гранитный ряд Северо-Тайгоносского интрузивного пояса — а — гранитоиды, б — диориты, в — габброиды; 11 — габбро-гранитный ряд Южно-Тайгоносского интрузивного пояса: а — гранитоиды, б — диориты, в — габброиды; 12 — тела ультрабазитов; 13 — разрывные нарушения; 14 — границы структурных зон; 15 — геологические границы — а — прослеженные, б — предполагаемые. Цифры на карте: 1 — Верхнепылгинская зона смятия, 2 — Тополовско-Тальнавеевская зона линейных складчатых дислокаций, 3 — зона слабо дислоцированных верхнеюрских отложений, 4 — Вискичунская грабен-синклиналь. Зоны разломов: А-А — Верхнепылгинская, Б-Б — Парень-Чайбухинская, В-В — Тополовско-Ветчиваямская, Г-Г — Вискичунская, Д-Д — Южно-Тайгоносский надвиг

нос до восточного его побережья, постепенно сужаясь. Максимальная ее ширина на восточном побережье Гижигинской губы 45 км (см. рис. 19). В строении ее участвуют осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные отложения позднепермско-среднеюрского возраста. Северной границей зоны служит Парень-Чайбухинский глубинный разлом. Южная граница условно проводится по стратиграфическому контакту среднеюрских и позднеюрских пород, в ряде мест осложненному крутыми разломами. В целом зона имеет сложную складчато-глыбовую структуру. Крутыми сдвигами северо-западного направления она разбита на три крупных блока: Инчик-Тальнавеемский (северо-восточный), Чайбухино-Тальнавеемский (центральный) и Тополовско-Кычувзеемский (юго-западный).

Внутренняя структура Инчик-Тальнавеемского блока, имеющего северо-восточную ориентировку, изучена плохо. Характер залегания верхнепермских пород не ясен, за исключением участка в верховьях рек Инчика и Тальнавеема, где эти породы смяты в крутые линейные складки северо-восточного простирания с размахом крыльев до 3 км и углами падения пород на крыльях 80-85°. В такие же узкие линейные складки северо-восточного простирания смяты развитые в пределах блока норийско-рэтские (?) и нижнеюрские отложения. Шарниры складок ундулируют. Складки разбиты продольными крутыми разломами северо-восточного простирания, с которыми связаны узкие линейно вытянутые тела габбро и габбро-диабазов и реже изометричной формы штоки гранодиоритов. В верхнем течении рек Инчика и Тальнавеема складчатая структура осложняется грабеном северо-восточного простирания, ограниченным крутыми разломами, выполненными песчано-сланцевыми отложениями верхнеюрской среднинской свиты. Протяженность грабена 17 км, ширина - 4 км. Его внутренняя структура слабо расшифрована, но, по-видимому, здесь также развиты узкие линейные складки северо-восточного простирания.

Чайбухино-Тальнавеемский блок, ориентированный в близширотном направлении, характеризуется преимущественно такой же ориентировкой узких линейных складок, в которые смяты верхнепермско-среднеюрские отложения. Размах крыльев складок обычно составляет несколько сот метров, редко - 1,5-2 км, слои на их крыльях падают под углами 40-80°. Особенно сложной складчатостью отличается восточная половина блока, отделенная от западной крутым взбросом. Здесь линейные складки в среднеюрских песчано-сланцевых отложениях осложняются ориентированными в различных направлениях мелкими складками высших порядков, иногда с размахом крыльев в несколько метров. Расшифровка складчатой структуры затрудняется большим количеством даек различного состава, связанных с разрывными нарушениями северо-восточного, близширотного и северо-западного направлений.

Западная половина Чайбухино-Тальнавеемского блока (водораздел Большой Чайбухи и Тальнавеема) представляет вытянутую на 18 км с северо-восточном направлении брахисинклинальную складку шириной 10 км, оборванную со всех сторон разломами. Ядро ее сложено пироксеновыми базальтами нижней юры (?), прорванными массивом кварцевых моноклитов, а крылья - норийско-рэтскими (?) вулканогенно-обломочными и вулканомиктовыми породами. Крылья и ядро брахисинклинали осложнены узкими линейными складками более высоких порядков близширотного простирания.

В строении Тополовско-Кычувзеемского блока, вытянутого в северо-восточном направлении, выделяется узкая прибрежная полоса верхнепермских пород, слагающих подзону слабо дислоцированных отложений, и подзона интенсивно дислоцированных отложений нижнего триаса - средней юры.

В современной структуре подзоны интенсивно дислоцированных отложений нижнего триаса - средней юры чередуются участки моноклинально залегающих пород, представляющие оборванные разломами крылья линейных складок, и участки интенсивно перемятых пород. В их пределах породы смяты в узкие линейные складки северо-восточного простирания с размахом крыльев не более 2 км и наклоном слоев на крыльях под углами до 60°. Складки осложняются мелкими складками более высоких порядков, ориентированными беспорядочно,

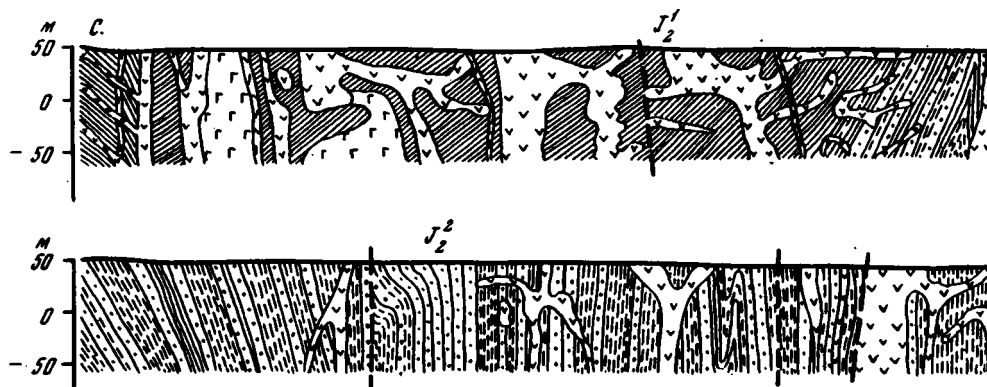


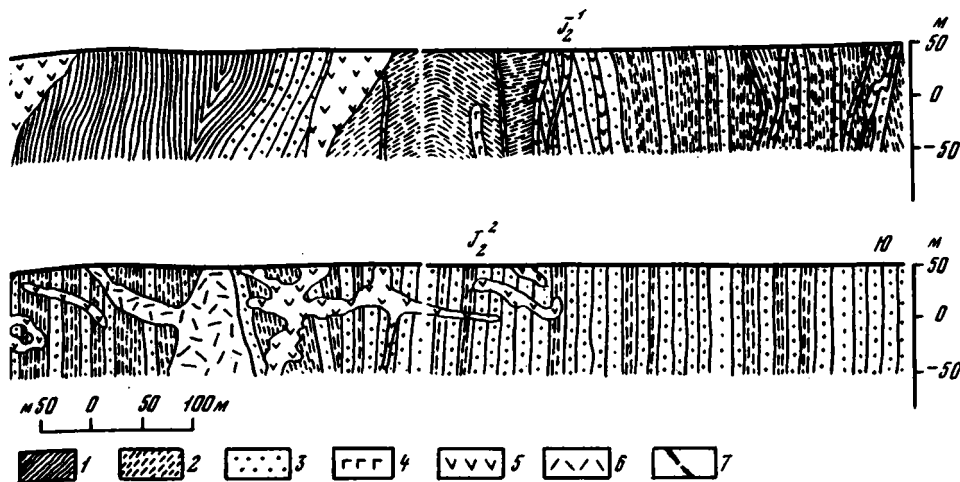
Рис. 21. Особенности дислокаций среднеюрских отложений (зал. Средний)

1 – глинистые сланцы, аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – песчаники; дайки: 4 – основного, 5 – среднего, 6 – кислого составов; 7 – разломы

а также большим количеством продольных и поперечных разломов, с которыми связаны мощные зоны даек, малых интрузий, реже – массивы гранитоидов, а также участки рассланцевания пород. В результате подвижек по этим разломам линейные складки на участке в верховьях р. Кенгевеема, в верховьях руч. Ледникового и в районе р. Тополовки ориентированы в близширотном направлении.

Внутренняя структура подзоны отражена на профиле, охватывающем участок западного побережья п-ова Тайгонос от устья р. Имповеема до средней части зал. Среднего, где развиты среднеюрские песчано-сланцевые отложения (рис. 21). Здесь породы смяты в складки северо-восточного простирания с размахом крыльев от 1–2 до 4 км, осложненные более мелкими складками с размахом крыльев от 200 до 400 м и совсем мелкими изоклинальными и плочатыми складками. Крупные складки чаще всего симметричны и имеют обычно относительно пологие ($40\text{--}50^\circ$) северо-западные и более крутые ($70\text{--}80^\circ$) юго-восточные крылья. Осевые части складок, особенно мелких, нередко расчленены разломами и трещинами и заняты пережатými и будинированными дайками андезито-дацитов. Складки осложнены многочисленными разломами, ориентированными преимущественно в северо-восточном и северо-западном направлениях. В северной части зоны их падение, как правило, вертикальное, в средней и южной они обычно круто падают на северо-запад. Ширина зон разломов колеблется от 5–10 до 30 м, редко превышая десятки метров. В пределах зон разломов породы обычно сложно перемяты, рассланцованы, милонитизированы. Разломы сопровождаются многочисленными трещинами с зеркалами скопления и нередко – мелкими складками.

В отличие от складок в песчано-сланцевых отложениях, складки, характерные для вулканитов нижней юры, отличаются большим (до 4 км) размахом крыльев, более пологими крыльями и широкими пологими замками. По контакту вулканогенных и терригенных пород нередко наблюдаются срывы, сопровождающиеся зонами трещиноватости, рассланцевания пород, их гидротермального изменения. Часто к этим зонам приурочены дайки разного состава. Примером этих складок может служить складка в вулканогенных нижнеюрских породах на северном побережье п-ова Халпили и в бухте Имповеема. Видимая ширина ее 3,5 км, по простиранию она прослежена на 15 км, на востоке перекрыта рыхлыми неогеновыми отложениями Имповеевской впадины, а на западе оборвана берегом моря. Складка синклиналичная, резко асимметричная, с крутым юго-восточным ($45\text{--}50^\circ$) и пологим северо-западным крыльями. Эффузивы юго-восточного крыла контактируют с отложениями средней юры по крутому разлому северо-восточного простирания, в зоне которого развита целая серия параллельных разломов; с ними связаны дайки кварцевых диорит-порфиров.



и гранодиорит-порфиров. Разломы северо-восточного простирания пересекаются менее протяженными разломами северо-западного направления с амплитудой перемещения по ним в несколько десятков метров. Северо-западное крыло складки, осложненное мелкой складчатостью, почти полностью уничтожено интрузиями гранодиоритов и габбро. На южной стороне бухты Имповеем сохранилось только южное крыло этой синклинали. Слагающие ее эффузивы, моноκлиально падающие на северо-запад под углами 55–80°, причленяются по тектоническому контакту к смятым в небольшие, но сложно построенные складки песчаникам байос-батского возраста.

Еще одна синκлираль, сложенная вулканогенными отложениями нижней юры, занимает юго-западную часть п-ова Халпили.

К этой же подзоне интенсивно дислоцированных отложений нижнего триаса-средней юры приурочены вулканотектонические депрессии и жерловины, сложенные вулканитами раннеюрского (?) возраста. Самой северной из них является мульдобразная вулканическая депрессия п-ова Глиняного, образованная туфами андезито-дацитов и дацитов, в меньшем количестве – туфами андезитов и липарито-дацитов и еще реже – их лавами (рис. 22). Диаметр ее около 7 км. Углы наклона пород в бортах депрессии колеблются в пределах 30–50°, уменьшаясь к ее центральной части, занятой субвулканическим телом липарито-дацитового состава.

Второй пример – сильно эродированная жерловина, расположенная на южном берегу Тополовской бухты, в строении которой наряду с лавами, туфами и туфолавами андезито-дацитов, дацитов и липарито-дацитов участвуют “корни” эффузивных покровов, представленные дайками андезитового и андезито-дацитового состава и неправильной формы субвулканическими телами андезито- и андезито-дацитов. Жерловина протягивается на 3 км от юго-западного окончания бухты Тополовки до западного побережья полуострова. Восточный контакт ее с породами верхней перми четкий, неровный, крутопадающий (80–85°) на запад. Здесь отчетливо видно, что андезиты прорывают терригенную верхнепермскую толщу. К востоку от контакта на расстоянии 200 м породы верхней перми прорваны несколькими дайками диорит-порфиров, согласными с вмещающими отложениями и одновременно с ними деформированными. Такой же секущий контакт андезитов с верхнепермскими туфоконгломератами и углистыми сланцами наблюдается в 2 км западнее, в районе небольшого острова. В береговых обрывах прекрасно сохранились глыбы и обломки конгломератов и сильно передробленных и перемятых углистых сланцев, зажатых в лавах. В зоне контакта лавы, конгломераты и сланцы разбиты множеством различно ориентированных трещин. Аналогичный секущий контакт прослеживается в 500 м западнее. По контакту андезитов со сланцами нередко наблюдаются срывы. Таков

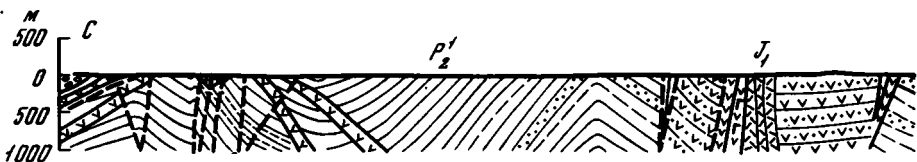


Рис. 22. Разрез через подзону слабо дислоцированных отложений верхней перми и раннеюрскую вулканическую депрессию п-ова Глиняного

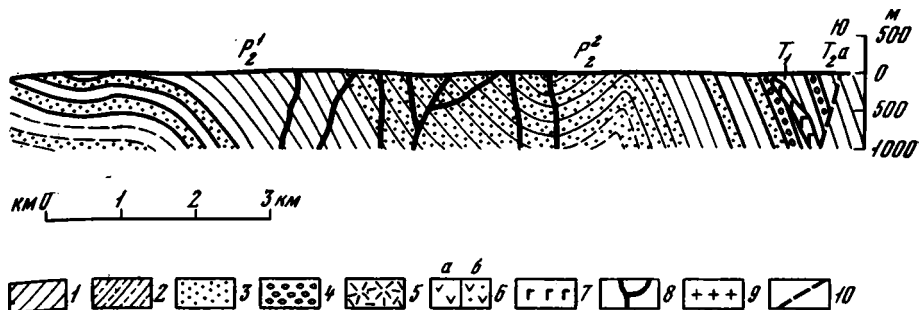
1 – глинистые сланцы, аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – песчаники; 4 – конгломераты; 5 – липариты и дациты; 6 – андезиты (а), их туфы (б); 7 – базальты; 8 – дайки основного и среднего состава; 9 – граниты; 10 – разломы

же характер и южного контакта жерловины с вмещающими породами верхней перми, прослеживающийся на западном побережье полуострова в 2 км к югу от о. Морская Матуга.

Подзона слабо дислоцированных отложений, сложенная песчаниками, алевролитами и аргиллитами верхней перми, протягивается вдоль западного побережья п-ова Тайгонос от р. Тополовки на юге к северу на 45 км (см. рис. 22). На севере пермские породы граничат по разлому с палеогеновыми базальтами. В зоне контакта аргиллиты и алевролиты сильно передроблены, смяты в мелкие складки и прорваны основными дайками. На юге они согласно перекрываются нижнетриасовыми алевролитами, а на п-ове Глиняном прослеживается их тектонический контакт с нижнеюрскими эффузивами. Породы, слагающие эту подзону, в целом образуют моноклираль близширотного простирания, в пределах которой чередуются участки более крутого и более пологого залегания пород. С крутыми участками моноклинали шириной 1,5–2 км нередко связаны зоны разломов, трещин и даек преимущественно северо-восточного простирания. Моноклиральное залегание осложнено рядом сравнительно небольших по амплитуде пологих складок восток-северо-восточного направления с размахом крыльев от нескольких сот метров до 1,5–2 км. Складки чаще всего асимметричные, с более пологими северо-западными (15–30°) и крутыми юго-восточными крыльями (30–50°) и пологими замками, нередко пересеченными крутыми разломами северо-восточного простирания, с которыми связаны зоны даек среднего и основного состава.

Зона слабо дислоцированных верхнеюрских отложений, протягивающаяся в северо-восточном направлении через весь п-ов Тайгонос, между зал. Средним и м. Кардинальская Мантия достигает ширины 12 км, северо-восточнее, на правом берегу р. Правого Кычувэеема – 16 км, в нижнем течении р. Тальнавеема – 10 км. Границами зоны на северо-западе и юго-востоке служат осложненные разломами контакты верхнеюрских пород соответственно с отложениями средней юры и вавачунской свиты верхней юры-нижнего мела. С северной границей связаны малые интрузии основного состава. В строении зоны участвуют породы нижней вулканогенной толщи верхней юры, песчано-сланцевые отложения срединской свиты и вулканогенно-осадочные отложения гырьянгинской свиты позднеюрского возраста. Структура зоны в целом проста. Слагающие ее отложения в районе западного побережья полуострова и в междуречье Правого Кычувэеема и Тальнавеема залегают моноклиально. В районе м. Кардинальская Мантия вулканогенно-осадочные отложения гырьянгинской свиты очень полого, под углами 10–20°, падают на северо-запад. Моноклиральное залегание пород иногда осложняется мелкой складчатостью разных порядков, по типу относящейся, вероятно, к складкам оползания. Кроме того, породы пересекаются многочисленными продольными крутыми разломами, с которыми нередко связаны различного состава дайки, зоны рассланцевания пород и мелкая приразломная складчатость (рис. 23, см. вкл.).

В междуречье Тополовки и Правого Кычувэеема вулканогенно-осадочные верхнеюрские породы образуют ряд брахискладок, вытянутых по длинной оси в северо-восточном направлении от нескольких до 25 км. Их ядра сложены



песчано-сланцевыми отложениями срединской свиты, крылья - вулканогенно-осадочными отложениями нижней вулканогенной толщи и гырьянгинской свиты верхней юры, наклоненными под углами $40-50^\circ$. В замковой части породы залегают положе. Брахи складки осложнены большим количеством продольных и поперечных разрывных нарушений, к которым часто приурочены дайки разного состава и малые интрузии. К ядрам брахиантклиналей тяготеют массивы граносиенитов и щелочных гранитов.

Центральная часть Северо-Тайгоносского синклинория сложена вулканогенными и вулканогенно-осадочными преимущественно континентальными отложениями орогенного комплекса (верхи волжского яруса-альб), которые образуют резко асимметричную, вытянутую в северо-восточном направлении на 140 км Вискичунскую грабен-синклиналь, в общих чертах унаследовавшую структурный план отложений геосинклинального комплекса (рис. 24). Размах крыльев ее на юго-западе, в районе побережья Внутренней губы, около 30 км, на северо-востоке, в районе центриклинального замыкания структуры, 10-12 км. Шарнир ее плавно погружается на юго-запад. Северо-западной границей грабен-синклинали служит зона крутых разломов северо-восточного простирания, прослеживающихся на поверхности в виде системы даек и малых интрузий, зон трещиноватости, крутого залегания пород, интенсивной мелкой складчатости, которая расположена несколько юго-восточнее контакта нижневолжских морских и верхневолжско-валанжинских континентальных толщ. Юго-восточной ее границей в современном структурном плане служит согласный контакт верхнеюрско-нижнемеловых эффузивов ее юго-восточного крыла с верхнеюрскими вулканогенными породами Вискичунская антиклиналь, местами осложненный крутыми продольными разломами. Истинной границей этих структур является Вискичунская шовная зона, по которой Северо-Тайгоносский синклинорий надвинут на Южно-Тайгоносский антиклинорий.

Вискичунская грабен-синклиналь - резко асимметричная структура, крылья которой, сильно отличающиеся друг от друга по размеру и строению, соединяются по Вискичунской шовой зоне разломов.

Северо-западное крыло ее, протягивающееся на 140 км от о. Телан на юго-западе до Пенжинской губы на северо-востоке, наибольшей ширины (27 км) достигает в юго-западной части, постепенно сужаясь в северо-восточном направлении. Оно образовано вулканогенными и осадочными отложениями поздне-волжско-валанжинского возраста, согласно залегающими на нижневолжских морских осадочных породах и падающими на юго-восток под различными углами. Моноклинальное залегание осложнено двумя крутыми продольными флексурами, прослеживающимися на большей части крыла.

Первая флексура протягивается через северо-западную половину п-ова Теланского к верховьям р. Яйноваяма и далее, постепенно выклиниваясь, до верховьев р. Гырьянгина. В крутом крыле флексуры углы падения пластов вулканогенных пород составляют $40-50^\circ$, местами $80-85^\circ$, а на участке между м.Теланским и истоками р. Яйноваяма - 90° . К этому участку флексуры отчетливо приурочены меловые малые интрузии кислого состава. Северо-западное пологое (до 30°) крыло флексуры сложено кислыми вулканитами вавачунской

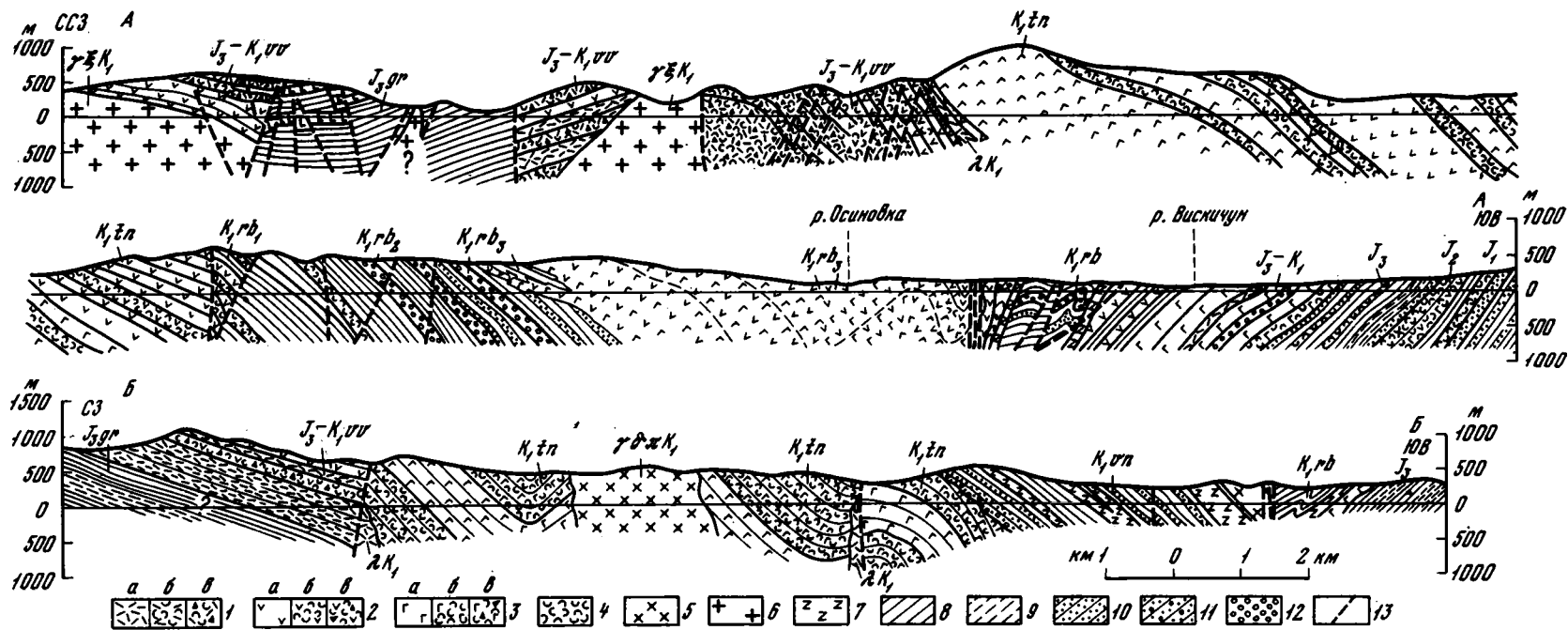


Рис. 24. Разрезы через юго-западную (А-А) и центральную (Б-Б) части Вискичунской грабен-синклинали (Заборовская и др., 1965)

1 - липариты и дациты (а), их туфы (б), их туфобрекчии (в); 2 - андезиты (а), их туфы (б), их туфобрекчии (в); 3 - базаль-

ты (а), их туфы (б), туфобрекчии (в); 4 - пепловые туфы; 5 - гранодиориты; 6 - граносиениты; 7 - диориты и диорит-порфиры; 8 - глинистые сланцы, аргиллиты; 9 - алевролиты; 10 - песчаники; 11 - гравелиты; 12 - конгломераты; 13 - разломы

свиты, которые на западном побережье полуострова, к югу от устья руч. Зеленого, образуют пологую антиклиналь с размахом крыльев около 4 км, постепенно затухающую к северо-востоку. Породы на ее крыльях падают под углами $25-30^\circ$. К ядру антиклинали приурочен небольшой массив граносенитов. В замковой ее части вулканиты залегают почти горизонтально. Северо-западное крыло антиклинали срезано крутым, почти вертикальным разломом, по которому соприкасаются эффузивы и глинистые сланцы и алевролиты вавачунской и гырьянгинской свит. Этот разлом, осложняющий нормальный стратиграфический контакт свит, прослеживается в северо-восточном направлении на 5-6 км, постепенно затухая. Юго-восточное крыло складки сложено основными вулканитами теланской свиты, залегающими моноклиально и погружающимися на юго-восток под углами $15-30^\circ$.

В верховьях р. Гурьянгина крутое крыло флексуры по простиранию сменяется зоной разломов, к северо-западу от которой расположена пологая моноклиаль, а к юго-востоку — зона складчатых дислокаций, осложненных разломами северо-восточного простирания, с которыми связаны интрузии кислого и среднего состава.

Вторая флексура прослеживается от о. Телан вдоль юго-восточного побережья п-ова Теланского через верховья р. Явояма до р. Имповеема. Северо-восточное крутое крыло флексуры переходит в ряд сближенных крутых разломов, протягивающихся до р. Правого Кычувзеема. Пологое крыло этой флексуры погружается на юго-восток под углами $25-30^\circ$. В крутом ее крыле вулканогенно-осадочные и осадочные породы рябинкинской свиты моноклиально падают на юго-восток под углами $40-45^\circ$, а в юго-восточной части п-ова Теланского — под углами $60-90^\circ$. Линии резкого перегиба слоев при переходе от пологого крыла флексуры к крутому местами пересекаются крутыми почти вертикальными разломами. На п-ове Теланском с ними связаны пластовые тела кварцевых диорит-порфиритов и диабазов, а также зоны мелкой складчатости и расланцевания песчано-сланцевых пород рябинкинской свиты (рис. 25, см. вкл.).

В районе ядра грабен-синклинали и Вискичунской шовной зоны степень дислоцированности пород рябинкинской свиты резко возрастает. Породы нередко падают здесь на юго-восток под углами $80-85^\circ$, а иногда стоят на головах. Эффузивы пересечены большим количеством разломов преимущественно северо-восточного простирания и сопровождающих их трещин, часто сложно перемяты. Наблюдаются многочисленные приразломные складки различной формы и величины с размахом крыльев от 50-70 до 250-500 м. Особенно сильно передроблены и перемяты осадочные пачки пород, заключенные в эффузивных толщах.

Очевидно, зоны флексур и расположенных на их продолжении крутых разломов, осложняющих моноклиальное строение крыла грабен-синклинали, генетически связаны с разломами того же направления в домеловых образованиях. Появление разломов в юрском фундаменте и глыбовые подвижки по ним привели к заложению Вискичунской грабен-синклинали, причем моноклиальное залегание и юго-восточное направление падения пород северо-западного ее крыла свидетельствуют о том, что северо-западные крылья разломов фундамента при движении по ним оказывались приподнятыми относительно юго-восточных крыльев. Резкое изменение мощностей отложений в крутых и пологих частях крыла грабен-синклинали свидетельствует об одновременности подвижек с накоплением осадков. Приуроченность к этим зонам меловых интрузий указывает на длительность движений. Таким образом, флексуры и связанные с ними крутые разломы крыла являются структурами, унаследованными от юрского фундамента.

Юго-восточное крыло Вискичунской грабен-синклинали, максимальная ширина которого в районе устья р. Вискичуна 5 км, построено значительно проще. Оно сложено эффузивами позднеюрско-раннемелового возраста и угленосными отложениями рябинкинской свиты, моноклиально падающими на северо-запад под углами $50-60^\circ$. Общее моноклиальное залегание пород осложнено наклонными и опрокинутыми к юго-востоку складками с размахом крыльев до 100-120 м и серией разломов северо-восточного простирания, связанных с Вискичунской шовной зоной.

Крылья Вискичунской грабен-синклинали сочленяются по Вискичунской шовной зоне разломов, прослеживающейся от устьевой части р. Вискичуна в северо-восточном направлении до бассейна р. Кенгевеема. Это одна из важнейших зон разломов полуострова, по которой Северо-Тайгоносский синклинирий надвинут на Южно-Тайгоносский антиклинирий, чем, по-видимому, и объясняется быстрое выклинивание последнего в северо-восточном направлении. В связи с тем, что Вискичунская шовная зона разделяет разновозрастные юрские отложения, существенно различающиеся фашиально, возраст ее не моложе позднеюрского, а вернее всего, и доюрский. В пределах шовной зоны выделяются основной разлом, ширина зоны которого 100–150 м, и параллельный ему широкий (5–8 км) пояс более мелких и менее выдержанных по простиранию разломов и связанных с ними интрузивных тел резко выраженной линейной формы, прослеживающихся по простиранию на несколько километров при ширине не более 1 км, представленных цепочками массивов гранодиоритов, пластовыми интрузиями доперитов, дайками пород среднего и кислого состава. Внутри зоны основного разлома породы интенсивно передроблены, милонитизированы, превращены в тектонические брекчии, а на его крыльях прослеживаются всевозможные связанные с движениями по разлому дислокации, многочисленные зоны смятия с приразломными складками различных размеров и формы, зоны трещиноватости и кливажа. Северо-восточнее, на левобережье р. Кенгевеема и далее по направлению к центриклинальному замыканию Вискичунской грабенсинклинали, строение Вискичунской шовной зоны значительно упрощается, и из мощной зоны дробления, окруженной широким поясом разломов, интрузий и даек, она превращается в единичный вертикальный разлом северо-восточного направления.

Структуру, генетически аналогичную Вискичунской грабен-синклинали, образуют вулканогенно-осадочные породы центральной части п-ова Елистратова (см. рис. 20). Елистратовская грабен-синклиналь представляет узкую, вытянутую в северо-восточном направлении структуру, границами которой на северо-западе и юго-востоке служат глубокие, длительно существовавшие разломы. С заложением в домеловом фундаменте этих разломов и подвижками по ним и связано, видимо, появление этой структуры.

С концом орогенного этапа развития Северо-Тайгоносского синклиниория связано образование наложенных на все более древние структуры палеогеновых впадин и вулканотектонических депрессий изометричной и неправильной в плане формы, связанных с зонами глубоких разломов в подстилающих эти структуры образованиях. Одна из таких структур – Калымачская депрессия (рис. 26, см. вкл.) – вытянута в северо-северо-восточном направлении на 20 км при максимальной ширине около 10 км. Слагающие ее палеогеновые вулканиты залегают с резким угловым и стратиграфическим несогласием на верхнепермско-нижнеюрских породах. В береговых обрывах установлены тектонические контакты базальтов депрессии с песчано-глинистыми сланцами верхней перми. В бортах депрессии базальты, их брекчии и туфы моноклинально погружаются к центру структуры под углами 30–40°; в центральных ее частях углы падения пород уменьшаются до 20–10°, и в ряде мест вулканиты залегают почти горизонтально.

К центру депрессии приурочены субвулканические тела базальтов и дацитов. В дацитовом субвулкане хорошо видны подводящий канал, жерловина и переход от них в покров. Как бортовые, так и центральные части структуры разбиты многочисленными крутыми сбросами и взбросами различной ориентировки с амплитудой перемещения по ним в метры – десятки метров.

Южно-Тайгоносский антиклинирий

Южно-Тайгоносский антиклинирий вытягивается в северо-восточном направлении на 130 км от м. Тайгонос на юго-западе до низовьев р. Чекайбаяма на северо-востоке. Максимальная ширина его около 20 км. В строении антиклиниория участвуют нижнекаменноугольные кремнисто-известково-терригенные и верхнепермско(?)-верхнеюрские вулканогенные и вулканогенно-осадочные

отложения, сохранившиеся в виде полей различной формы и величины в кровле гранитоидов Восточно-Тайгоносского массива, занимающего большую его часть. Северо-западной границей антиклинория служит система разломов Вискичунской шовной зоны. С юго-востока антиклинорий ограничен Южно-Тайгоносским надвигом.

В структуре антиклинория в направлении с северо-запада на юго-восток выделяется ряд узких линейных складок северо-восточного простирания: Вискичунская антиклиналь, Мальминская синклиналь, антиклиналь м. Зубчатого, Тайгоносская синклиналь и зона сильно дислоцированных нижнекаменноугольных отложений.

Вискичунская антиклиналь, сложенная ниже-верхнеюрскими вулканомиктовыми и пирокластическими отложениями, расположена на левобережье р. Вискичуна и протягивается на 35–40 км от восточного побережья Внутренней губы до р. Кенгевеема. В современной структуре сохранилось только узкое (4–5 км) северо-западное ее крыло, погружающееся на северо-запад под углами $50\text{--}80^\circ$. Моноклиналиное залегание пород осложнено мелкой почти изоклиальной складчатостью. Размах крыльев узких линейных складок с острыми замками 0,5–0,7 км. Юго-восточное крыло антиклинали оборвано продольным разломом. Северо-западной границей этой структуры служит Вискичунская шовная зона.

Мальминская синклиналь, сложенная верхнепермско(?)–верхнеюрскими вулканогенно-осадочными отложениями, протягивается на 60 км с западного побережья полуострова через бассейны рек Мальмы, Гольца, Кенгевеема и руч. Базового до руч. Террасового. Ширина сохранившейся части складки 19–20 км. Северо-западное крыло ее круто, под углами $50\text{--}60^\circ$, погружается на юго-восток. На водоразделе р. Кенгевеема и руч. Базового моноклиналиное залегание пород осложнено несколькими небольшими складками с размахом крыльев до 1 км, углы падения пород в пределах которых $50\text{--}80^\circ$. Юго-восточное крыло Мальминской синклинали не сохранилось.

Антиклиналь м. Зубчатого, сложенная верхнепермско(?)–верхнеюрскими вулканогенно-осадочными породами, расположена несколько южнее м. Зубчатого. Она представляет собой асимметричную складку с более крутым северным и более пологим южным крыльями и размахом крыльев около 10 м. Шарнир ее очень полого погружается на северо-восток. Северное крыло складки, в целом моноклиналино падающее на северо-запад и север под углами $50\text{--}70^\circ$, осложнено в нескольких местах небольшими флексурообразными изгибамислоев, а также серией крутых разломов различного направления. Южное крыло антиклинали характеризуется несколько более пологим залеганием пород ($40\text{--}55^\circ$) и осложнено пологими асимметричными складками с округлыми замками и размахом крыльев 500–1000 м. Замок складки округлый, широкий, с очень пологим залеганием пород и многочисленными разломами северо-западного и северо-восточного направлений, к которым приурочена свита даек андезитов и габбро-порфиров и узкие интрузии диоритов. Большая часть антиклинали уничтожена гранитоидами Восточно-Тайгоносского массива.

На самом юге п-ова Тайгнос среди гранитоидов Восточно-Тайгоносского массива сохранились фрагменты южного крыла Тайгоносской синклинали, сложенной вулканогенно-осадочными отложениями верхней юры, круто падающими на север и северо-запад под углами $45\text{--}50^\circ$.

К юго-востоку от Мальминской синклинали среди гранитоидов южной ветви Восточно-Тайгоносского массива зажаты отдельные блоки нижнекаменноугольных отложений, протягивающиеся в северо-восточном направлении на 50 км с правобережья р. Кенгевеема до р. Чекайваяма и образующие зону сильно дислоцированных нижнекаменноугольных отложений. В южном, наиболее крупном из этих блоков слагающие его породы смяты в узкие линейные складки северо-восточного направления с острыми замками и размахом крыльев до 1 км. Углы падения пород на крыльях складок $50\text{--}85^\circ$. Смятые в складки участки чередуются с моноклиналями, круто падающими на юго-восток. Внутренняя структура северных блоков не изучена.

Северо-западный борт Пенжинского синклинория протягивается на 220 км вдоль юго-восточного побережья п-ова Тайгонос. Ограничениями этой структуры на северо-западе служит Восточно-Тайгоносский гранитоидный массив, на юго-востоке – береговая линия Пенжинской губы Охотского моря. Моноклинальное строение юго-западной его части осложнено рядом линейных сильно вытянутых в северо-восточном направлении складок, осложненных более мелкой складчатостью и продольными разломами, с которыми нередко связаны тела гипербазитов и дайки основного состава. В направлении с юго-востока на северо-запад это Южная антиклиналь, Витаетглинская синклиналь, Северная антиклиналь, расположенные в лежащем крыле Южно-Тайгоносского надвига и Гольцовая синклиналь, приуроченная к висячему его крылу.

Южная антиклиналь, располагающаяся на п-ове Поворотном, вытянута в северо-восточном направлении на 25 км при ширине в 10 км. Складка сформирована кремнисто-вулканогенными отложениями кингивеевской свиты, образующими ее крутые, почти вертикальные ($70-80^{\circ}$) крылья, осложненные мелкой складчатостью, и толшей гравелитов, песчаников и алевролитов, образующих ее ядро, к которому приурочено тело гипербазитов, имеющее тектонические контакты с сильно передробленными вмещающими породами.

Северо-западнее расположена очень узкая, сильно сжатая Витаетглинская синклиналь, сложенная конгломератами и песчаниками мялекасынской и тылакрьельской свит, протягивающаяся на 30 км от м. Входного Правого на юго-западе до руч. Крошки на северо-востоке. На всем протяжении синклинали крылья ее осложнены небольшими, с размахом крыльев в несколько сотен метров, кулисообразно расположенными складками, обычно сильно сжатыми, опрокинутыми на юго-восток, реже – широкими и пологими. Углы падения пород на крыльях мелких складок $65-75^{\circ}$, реже – 85° .

Севернее расположена Северная антиклиналь, вытянутая в северо-восточном направлении на 80 км при ширине около 5 км. Крылья ее, сложенные конгломератами и песчаниками мялекасынской и тылакрьельской свит (южное) и кремнисто-вулканогенными образованиями кармаливайской свиты (северное), наклонены под углами $75-80^{\circ}$ и осложнены продольными разломами, к одному из которых приурочена цепочка тел гипербазитов шириной 200–600 м, протяженностью 20 км. В зоне контакта с гранитоидами Восточно-Тайгоносского массива на правобережье р. Витаетгли породы северного крыла антиклинали сильно передроблены, милонитизированы, перемяты, отдельные прослои их будинированы и осложнены мелкой складчатостью. На северо-восточном продолжении этой полосы на участке между ручьями Поворотным и Хылвылчуном те же породы метаморфизованы до стадии амфиболитов.

От расположенной севернее Гольцовой синклинали сохранилось только северо-западное крыло, сложенное кремнисто-известково-терригенными отложениями верхней юры-валанжина, погружающимися на юго-восток под углами $30-60^{\circ}$. Большая часть складки уничтожена гранитоидами Восточно-Тайгоносского массива.

Складчатые структуры п-ова Тайгонос осложнены разрывными нарушениями двух основных направлений: северо-восточного и северо-западного. Зоны длительно существовавших разломов северо-восточного направления прослеживаются в виде цепочек даек и небольших интрузивных массивов северо-восточного простиранья, крупных, батолитоидного характера гранитоидных массивов, вытянутых в северо-восточном направлении на многие десятки километров, вытянутых в том же направлении гипербазитовых тел, а также линейных зон складчатых и разрывных дислокаций как в домеловых, так и в меловых отложениях. Одни из них в течение долгого времени служили структурными уступами, разделявшими области с разным характером накопления разновозрастных отложений; заложение и развитие других привело к возникновению глыбово-складчатых структур. По характеру перемещений по ним эти разрывные нарушения относятся к сбросам, взбросам и крутым надвигам.

лами меловых гранитоидов Восточно-Тайгоносского массива, находящимися в его висячем крыле, а также приуроченными к его лежащему крылу зонами интенсивно деформированных и метаморфизованных пород и разной величины телами гипербазитов. Надвиговая природа этой зоны разломов подчеркивается присутствием в ее лежащем крыле среди грубых флишеидных терригенных толщ берриас-раннебарремского возраста горизонтов брекчий из разного размера глыб как подстилающих кремнисто-вулканогенных пород, так и пород более далеких структурно-фациальных зон, а также расположенными в его лежащем крыле телами гипербазитов. На картах магнитных аномалий зона подвига прослеживается в виде полос линейных аномалий, а на гравитационных картах с ней связана гравитационная ступень.

И, наконец, последняя крупная зона разломов северо-восточного направления представлена Елистратовским надвигом, отделяющим на п-ове Елистратова континентальные преимущественно вулканогенные толщи условно апт-альбского возраста, слагающие его висячее крыло, от расположенных в лежащем крыле морских терригенных отложений раннего-позднего мела, аналогичных одно-возрастным образованиям Северо-Западной Камчатки (Авдейко и др., 1966). Зона разломов, протягивающаяся через весь п-ов Елистратова, представляет собой то один разрыв, плоскость которого падает на запад-северо-запад под углами $30-40^\circ$, то несколько параллельных разломов, к которым приурочена протрузия гипербазитов (200 м – 2 км), имеющая тектонические контакты с вмещающими отложениями (Книппер, 1969). На юго-востоке под гипербазитами над плоскостью основного разлома залегает крупнозернистое габбро, протягивающееся вдоль тела гипербазитов почти непрерывной полосой шириной от 100 до 500 м. Возрастные соотношения габбро с гипербазитами не ясны. Галька гипербазитов встречена в конгломератах нижней части разреза турон-нижнесенонских отложений, поэтому становление протрузии гипербазитов приходится, по-видимому, на раннемеловой период. Строение зоны разлома в разрезе отчетливо видно на юго-восточном побережье п-ова Елистратова, в бухте Горные Кузнецы и на северном побережье полуострова (рис. 27).

Разломы северо-западного и близширотного направлений, более молодые, чем разрывные нарушения северо-восточного простирания, которые они смещают, разбивают складчатую структуру на ряд блоков, сдвинутых друг относительно друга на метры-километры. Они прослеживаются в виде различной ширины полос брекчированных, милонитизированных и гидротермально измененных пород, слабо выраженных на картах магнитных аномалий.

Таким образом, все основные структуры п-ова Тайгонос имеют северо-восточную ориентировку, совпадающую со структурным планом мезозойско-кайнозойских структур Корякско-Камчатской складчатой области, что подчеркивает их генетическое сходство. Структуры первого порядка осложняются структурами более высоких порядков, складчато-глыбовыми по своей природе. Их морфологические особенности и простирание свидетельствуют о большой роли в их формировании сжимающих усилий северо-западного – юго-восточного направлений.

Из описания морфологии структур вытекает также единство структурного плана отложений геосинклинального и орогенного комплексов Северо-Тайгоносского синклинория, свидетельствующее об отсутствии структурной перестройки при смене геосинклинального режима орогенным и еще более подчеркивающее тесную связь образований орогенного комплекса, т.е. вулканогенных и молассовых толщ внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса п-ова Тайгонос, с геосинклинальным комплексом Тайгоносской геосинклинальной зоны поздних мезозойских эоид.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИНТРУЗИВНОМ МАГМАТИЗМЕ

Глава написана по материалам Л.И. Тихомирова, Г.Е. Некрасова, В.А. Иванова, Н.А. Леоненко и других и личным наблюдениям автора и содержит лишь краткие сведения по интрузивному магматизму п-ова Тайгонос.

Разнообразные по составу, строению, размеру, форме и глубине формирования интрузии занимают по площади около трети полуострова (см. рис. 19). Среди них выделяются позднеюрско-раннемеловые, ранне-позднемеловые и палеогеновые образования. Интрузии отчетливо группируются в два пояса северо-восточного простирания – Северо-Тайгоносский и Южно-Тайгоносский, названные Г.Е. Некрасовым (1972), а впервые выделенные И.Р. Якушевым в 1948 г. Первый из них приурочен к северному борту Северо-Тайгоносского синклинория; второй, расположенный на территории Южно-Тайгоносского антиклинория и Пенжинского синклинория, тесно связан с Южно-Тайгоносским надвигом. В самой северной части полуострова обособленную Авековскую группу интрузий составляют гранитоидные массивы, прорывающие докембрийские образования и палеозойскую (?) верхнепыигинскую толщу.

Авековская группа интрузий

В Авековскую группу интрузий входит несколько крупных plutонов изометричной и неправильной формы. В их строении участвуют гранодиориты и диориты, возраст которых считается ранне-позднемеловым условно (на основании их сходства с гранодиоритами Северо-Тайгоносского пояса), и граниты, субщелочные и аляскитовые граниты, прорывающие гранодиориты, содержащие их ксенолиты и на этом основании считающиеся позднемеловыми. Абсолютный возраст гранитов из массива Федоровского (В.Н. Смирнов, 1966 г.) 92 млн. лет, что подтверждает геологические данные (табл. 5).

СЕВЕРО-ТАЙГОНОССКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ ПОЯС

Разнообразные по составу, величине, форме интрузии Северо-Тайгоносского интрузивного пояса, сложенные породами габбро-диорит-гранодиорит-гранитного ряда, группируются в три широкие полосы северо-восточного простирания: Северную, Среднюю и Южную.

Позднеюрско-раннемеловые интрузии Северной полосы представлены субвулканическими телами, небольшими секущими и плстовыми телами и дайками дацитов, кератофиров, плагиогранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, андезит-дацитов, диорит-порфиров, андезитов, трахиандезитов, габбро-диорит-порфиров, долеритов, базальтов, пространственно приуроченных к полосе развития юрских пород и частично связанных с разломами северо-восточного простирания. Условно к этой же возрастной группе интрузий автор относит небольшие по площади интрузии габбро, габбро-диоритов и диабазов, пространственно

Таблица 5

Абсолютный возраст изверженных пород п-ова Тайгонос

Номер образца и пробы	Название горной породы и место взятия образца	Содержание, г/т			Возраст, млн. лет
		К	$K^{40} \cdot 10^6$	$Ar^{40} \cdot 10^8$	
	Авековская группа интрузий				
В.С.	Гранит. Массив Федоровский				92
	Северо-Тайгоносский интрузивный пояс				
<u>1273</u> Т.	Кварцевый монзонит. Массив Кычувеемский, левобережье в верховьях	0,0135	1,65	0,775	78 } 75
		0,0135	1,65	0,735	71 }
<u>1274</u> Т.	Гранодиорит биотит-роговообманковый. Водораздел рек Тополовки и Каленмына, массив Кальмачский	0,0224	2,73	1,45	89 } 87
		0,0224	2,73	1,38	84 }
<u>1275</u> Т.	Гранит лейкократовый. Правобережье р. Кенгевеема в верховьях, массив Зевс	0,0322	3,93	2,34	100 } 103
		0,0322	3,93	2,49	106 }
<u>1276</u> Т.	Гранит. Верховья р. Вавачуна, массив Вавачунский	0,0278	3,39	1,84	91 } 91
		0,0278	3,39	1,84	91 }
<u>1279</u> Т.	Гранит. Верховья р. Правого Кычувеема, массив Вавачунский	0,0281	3,43	2,00	97 } 101
		0,0281	3,43	2,15	104 }
<u>1272</u> М.З.	Гранодиорит. Массив Анежки на северном побережье Внутренней губы, в 20 км к северо-востоку от м. Телан	0,0432	5,27	2,37	75 } 75,5
		0,0432	5,27	2,40	76 }
	Южно-Тайгоносский пояс интрузивных и метаморфических пород				
<u>3273</u> 45 Н.Г.-64	Плагิโอгранит. Восточно-Тайгоносский массив, в 12 км к югу от м. Зубчатого	0,00256	3,12	1,52	81
<u>3275</u> 632 Н.Г.-64	Гранодиорит. Восточно-Тайгоносский массив, в 15 км к северо-востоку от м. Зубчатого	0,0172	2,10	0,963	76,5
<u>3601</u> <u>382-2</u> Н.Г.-65	Кварцевый диорит. Восточно-Тайгоносский массив, в 6 км к северо-востоку от устья р. Кенгевеема	0,025	3,05	1,373	76
<u>3602</u> 456 Н.Г.-65	Тоналит. Восточно-Тайгоносский массив, междуречье Кенгевеема и Явоыма, в 12 км к северо-востоку от устья р. Нейнега	0,0166	2,03	1,04	85
<u>3274</u> 121 Н.Г.-64	Кварцевый диорит. Восточно-Тайгоносский массив, в 4 км к северу от м. Тайгонос	0,0187	2,28	1,11	81

Примечание. Определения производились в Лаборатории абсолютного возраста СВ КНИИ СО АН СССР под руководством Л.В. Фирсова (№№ 1272-1276, 1279) и И.А. Загружной (№№ 3273-3275, 3601, 3602). Т. - образцы из кол. Л.И. Тихомирова, М.З. - образцы из кол. М.С. Маркова и Н.Б. Заборовской, Н.Г. - образцы из кол. Г.Е. Некрасова, В.С. - образцы из кол. В.Н. Смирнова.

связанные с вулканогенно-осадочными толщами верхней юры и близкие по составу вулканическим породам этих толщ, которые также часто контролируются разломами северо-восточного простирания. Возраст этих даек, субвулканических и пластовых гел и интрузий считается позднеюрско-раннемеловым на том основании, что они секут и контактово метаморфизуют осадочные и вулканогенно-осадочные породы позднепермско-позднеюрского возраста и в свою очередь прорываются и контактово метаморфизуются раннемеловыми интрузиями, а также на основании сходства слагающих их пород с эффузивами верхнеюрских толщ и частой пространственной приуроченности интрузий к полосе развития верхнеюрских образований. Не исключено, что все эти малые интрузии и дайки являются корнями излияний верхнеюрских эффузивов.

Ранне-позднемеловые интрузии, наиболее широко распространенные в пределах Северной полосы, представлены сложными по составу массивами гранитоидов и сопутствующими им субвулканическими телами и дайками. В строении их участвуют относительно более древние габбро, диориты, кварцевые диориты, гоналиты, кварцевые монцититы, гранодиориты, плагиограниты и несколько более молодые биотитовые и биотит-амфиболовые граниты. Массивы (площадью до десятков квадратных километров) имеют изометричную или слегка вытянутую в северо-восточном направлении форму, обычно довольно сложные в плане границы с вмещающими породами, часто осложненные апофизмами, и крутые контакты. Все они контактово метаморфизуют вмещающие породы. Роговики относятся к амфибол-роговиковой фации контактового метаморфизма. В структурном отношении интрузии связаны с протяженными зонами разломов северо-восточного простирания, осложняющими северо-западный борт Северо-Тайгоносского синклинория, и приурочены к полосе развития верхнепермских-среднеюрских песчано-сланцевых отложений, смятых в узкие линейные складки северо-восточного простирания и сильно передробленных. Массивы часто пересечены разломами преимущественно северо-восточного направления, свидетельствующими о том, что активные деформации в пределах зоны продолжались и в после их становления.

В строении Северной полосы интрузий принимают участие также многочисленные субвулканические тела гранодиорит-порфиров, связанные обычно с зонами разломов северо-восточного и субширотного простирания. Тела имеют чаще всего крутые, изобилующие апофизмами, часто вертикальные, осложненные разломами контакты. Очень широко распространены и дайки, состав которых меняется от гранит-порфиров до спессартитов, причем наиболее многочисленны гранодиорит-порфиры и диоритовые порфиры. Часть из них имеет тесную пространственную связь с интрузиями гранитоидов.

Рассматриваемые интрузии прорывают верхнепермско-нижнемеловые отложения. На этом основании их нижняя возрастная граница приходится на ранний мел. Верхняя возрастная граница достоверно не определена. Галька и валуны слагающих эти интрузии пород в большом количестве содержатся в палеогеновых отложениях. Кроме того, по своему типу гранитоиды Северо-Тайгоносского пояса близки охотским гранитоидам, широко распространенным на Северо-Востоке и относящимся по времени внедрения в одних районах к концу раннего, в других — к началу позднего мела. На основании всех этих данных возраст рассматриваемых гранитоидов считается ранне-позднемеловым. Этому заключению о возрасте не противоречат и результаты определения калий-аргоновым методом абсолютного возраста пород габбро-гранитного ряда. Для них получены цифры в 75 и 87 млн. лет (см. табл. 5; Фирсов, 1965).

В Среднюю полосу интрузий, прослеживающуюся от южной части зал. Среднего до верховьев р. Вавачуна, входят массивы, сложенные ранне-позднемеловыми граносиенитами, аляскитовыми и субщелочными гранитами, и ряд мелких интрузий и даек липаритового состава. В структурном отношении эти тела приурочены к пологому крылу крупной флексуры, осложняющей моноклиналиное залегание пород северо-западного крыла Северо-Тайгоносского синклинория. Вулканогенно-осадочные породы верхней юры — нижнего мела, слагающие пологое крыло флексуры, нередко образуют здесь брахиморфные мелкие складки, с которыми и связаны гранитоидные массивы.

Нижняя возрастная граница граносиенит-гранитных массивов приходится на ранний мел, так как они прорывают и контактово метаморфизуют отложения верхней юры – нижнего мела. Верхняя возрастная граница достоверно не установлена. Но по аналогии с интрузиями того же состава Северной полосы мы с некоторой долей условности считаем эти массивы ранне-позднемеловыми. Этому не противоречат и данные определения калий-аргоновым методом абсолютного возраста пород, слагающих интрузии, давшие цифры 91, 101 и 103 млн. лет (см. табл. 5). Возраст малых интрузий и даек липаритового состава на основании геологических данных условно позднемеловой.

Южная полоса интрузий прослеживается в виде двух сближенных параллельных рядов: первый протягивается от юго-восточного побережья п-ова Теланско-го на северо-восток через верховья р. Имповеема до р. Кенгевеема, а второй – вдоль долины р. Вискичуна. Ее слагают относительно более ранние интрузии основного состава и более поздние массивы гранитоидов, в строении которых участвуют породы диорит-плагиогранитного ряда. В структурном отношении эти интрузии приурочены к разрывным нарушениям северо-восточного простирания, расположенным на крутом крыле флексуры, которая осложняет северо-западный борт Вискичунской грабен-синклинали, и к Вискичунской зоне разломов, отделяющей Северо-Тайгоносский синклиниорий от Южно-Тайгоносского антиклинория.

Интрузии основного состава представлены дайками долеритов, мощными деформированными пластовыми интрузиями долеритов, габбро-долеритов, габбро-диабазов, габбро. Основным интрузиям приписывается раннемеловой возраст на том основании, что они прорывают толщи нижнего мела и сами прорываются и метаморфизуются гранитоидами ранне-позднемелового возраста.

Породы диорит-плагиогранитного ряда слагают в пределах Южной полосы несколько небольших, вытянутых в северо-восточном направлении интрузий и субвулканических тел близкого состава, которые прорывают и контактово метаморфизуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные континентальные толщи раннемелового возраста. К этому же поясу относятся малые интрузии и дайки мощностью от 10 до 200–500 м и протяженностью до 10–12 км гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров, кварцевых микродиоритов, андезитов, также прорывающие нижнемеловые вулканогенно-осадочные толщи. На основании секущих контактов этих тел с нижнемеловыми вулканогенными толщами и по аналогии с габбро-диорит-гранитными массивами Северной полосы возраст их считается ранне-позднемеловым. Этому не противоречит и абсолютный возраст образца гранодиорита из массива Анежжина, составляющий 75 млн. лет (см. табл. 5).

Палеогеновые интрузии, участвующие в строении Северо-Тайгоносского интрузивного пояса, не имеют широкого распространения и четкой структурной приуроченности. Они представлены субвулканическими интрузиями и дайками базальтов, андезитов и дацитов, для которых установлены рвущие контакты с покровами палеогеновых базальтов кытыймской свиты, на основании чего всем им приписывается палеогеновый возраст.

Южно-Тайгоносский пояс интрузивных и метаморфических пород

Южно-Тайгоносский пояс в принятом сейчас объеме выделен Г.Е. Некрасовым (1971, 1972). Образующие пояс интрузивные и метаморфические породы приурочены к висячему и лежащему крыльям Южно-Тайгоносского конседиментационного надвига, отделяющего Южно-Тайгоносский антиклинорий от Пенжинского синклинория. Висячее крыло надвига слагает Восточно-Тайгоносский гранитоидный массив, многочисленные разнообразные по составу дайки догранитного и послегранитного комплексов, а также сохранившиеся в его кровле и по контактам с ним роговики, развившиеся по нижнекаменноугольным, пермско-юрским осадочным и вулканогенно-осадочным породам и относящиеся к амфибол-роговиковой и пироксен-роговиковой фациям контактового метаморфизма.

Массив, протягивающийся на 200 км при максимальной ширине в 25–30 км, представляет собой огромный полифациальный плутон, обладающий чертами фаолита и трещинной интрузии (Некрасов, 1968). В строении его участвуют породы габбро-диорит-гоналит-гранодиорит-гранитного ряда. Галька слагающих его пород встречается в большом количестве в отложениях сеноман – турона и сенона на полуостровах Елистратова и Маметчинском. На этом основании можно полагать, что становление гранитоидов массива произошло на границе раннего и позднего мела. Этому не противоречат и данные определения абсолютного возраста пород массива: плагиогранит – 81, гранодиорит – 76,5, кварцевый диорит – 76, гоналит – 85 млн. лет (Некрасов, 1965; см. табл. 5).

В лежачем крыле надвига расположены тела гипербазитов, небольшие интрузии габбро и диорит-гранодиоритов и связанные с ними породы пироксен-роговиковой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций регионального и контактового метаморфизма, развившиеся по (?) вмещающим интрузивные тела породам кремнисто-вулканогенной и осадочной толщ верхней юры – нижнего мела (Гельман, Некрасов, 1968).

В гальке конгломератов мялекасннской и тылакрьльсской свит берриас-раннебарремского возраста часто встречаются серпентиниты, поэтому можно полагать, что становление тел гипербазитов приходится на раннемеловую эпоху. Тектонические контакты их с вмещающими породами и отсутствие по границе с ними зон контактово измененных пород говорят, вероятно, о том, что гипербазитовые тела – протрузии (Книшпер, 1969). Возраст диоритовых и гранодиоритовых тел по аналогии с гранитоидами Восточно-Тайгоносского массива датируется серединой мела.

Четкая структурная приуроченность интрузий Южно-Тайгоносского пояса к Южно-Тайгоносскому надвику и особенности распределения в его крыльях интрузивных и метаморфических пород позволили Г.Е. Некрасову (1972) связать образование гранитно-метаморфических серий пояса с движениями по этому надвику.

Таким образом, тектоническая зональность полуострова подчеркивается зональностью в распределении интрузий, которая выражается в существовании Северо-Тайгоносского и Южно-Тайгоносского интрузивных поясов, приуроченных соответственно к Северо-Тайгоносскому синклинорию, Южно-Тайгоносскому антиклинорию и Пенжинскому синклинорию, т.е. располагающихся соответственно в тыловой и фронтальной частях Южно-Тайгоносского надвига. При этом относительно более молодой Северо-Тайгоносский интрузивный пояс представлен габбро-диорит-гранитными батолитами и штоками, являющимися интрузиями средних глубин формирования, по А. Баддингтону (1963), в то время как в строении относительно более раннего Южно-Тайгоносского интрузивного пояса преобладают породы габбро-диорит-гоналит-гранодиорит-гранитного ряда, слагающие синтетектонические плутоны глубинных зон формирования (Некрасов, 1968, 1972; Некрасов и др., 1971).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ИНТРУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЙ П-ОВА ТАЙГОНОС

Исследование химизма палеозойско-альбской вулканической ассоциации п-ова Тайгонос и тесно с ней связанных меловых интрузивных образований имеет большое значение при установлении особенностей эволюции вулканизма и интрузивного магматизма данной территории и изучении ранних этапов становления Охотско-Чукотского вулканического пояса.

В главе использованы 249 полных силикатных химических анализов. 105 из них выполнены по материалам, собранным автором в химической лаборатории Геологического института АН СССР, остальные заимствованы из работ Л.И. Тихомирова, Г.Е. Некрасова, В.А. Иванова, Н.А. Леоненко и диссертационной работы Л.И. Тихомирова (1970). Обработка химических анализов проводилась путем пересчета по методу А.Н. Заваришского (1950, 1960), построения треугольных вариационных диаграмм $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{MgO} - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ (Тернер, Ферхуген, 1961) и вариационных диаграмм Пикока (Peachock, 1931). Толентовые, известково-щелочные и оливин-базальтовые ассоциации выявлены по методике А. Миасиро (Mijashiro, 1974) и Ю.М. Шейнманна (1965; Моссаковский, 1969). Для эффузивов всех возрастных групп вычислен показатель "толентовости" по методике японских геологов (Сугимура, 1970). Для характеристики всей вулканической ассоциации п-ова Тайгонос по поведению щелочей и выявления ее принадлежности к материковой или океанической группам использована методика Ю.М. Шейнманна и Г.Н. Баженовой (1972).

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Северо-Тайгоносский синклиниорий

Геосинклинальный комплекс

Петрохимические особенности пород спилито-кератофировой формации ($\text{PZ}_1(?) - \text{PZ}_3$), рассмотренные на основании 12 анализов (табл. I, № 1-12)¹; 5 анализов характеризуют порфиритоиды, 7 - порфириоиды. В связи с тем, что породы формации метаморфизованы и мы не можем поручиться за то, что метаморфизм был изохимическим, все выводы не лишены условности.

Все породы формации, по классификации Пикока, относятся к классу известковых пород; щелочно-известковый индекс Пикока для порфириоидов более 80, для порфиритоидов равен 61,1 (рис. 28, I).

Содержание кремнезема в породах формации 56,26-56,86% в порфиритоидах и 60,63-82,85% в порфириоидах. Сумма щелочей меняется в широких пределах - от 3,22 до 8,36%, причем порфиритоиды относятся к существенно натриевым породам, а порфириоиды - к калиевым (рис. 29). В целом же для по-

¹ Все таблицы химических анализов вулканических и интрузивных пород приведены в приложении.

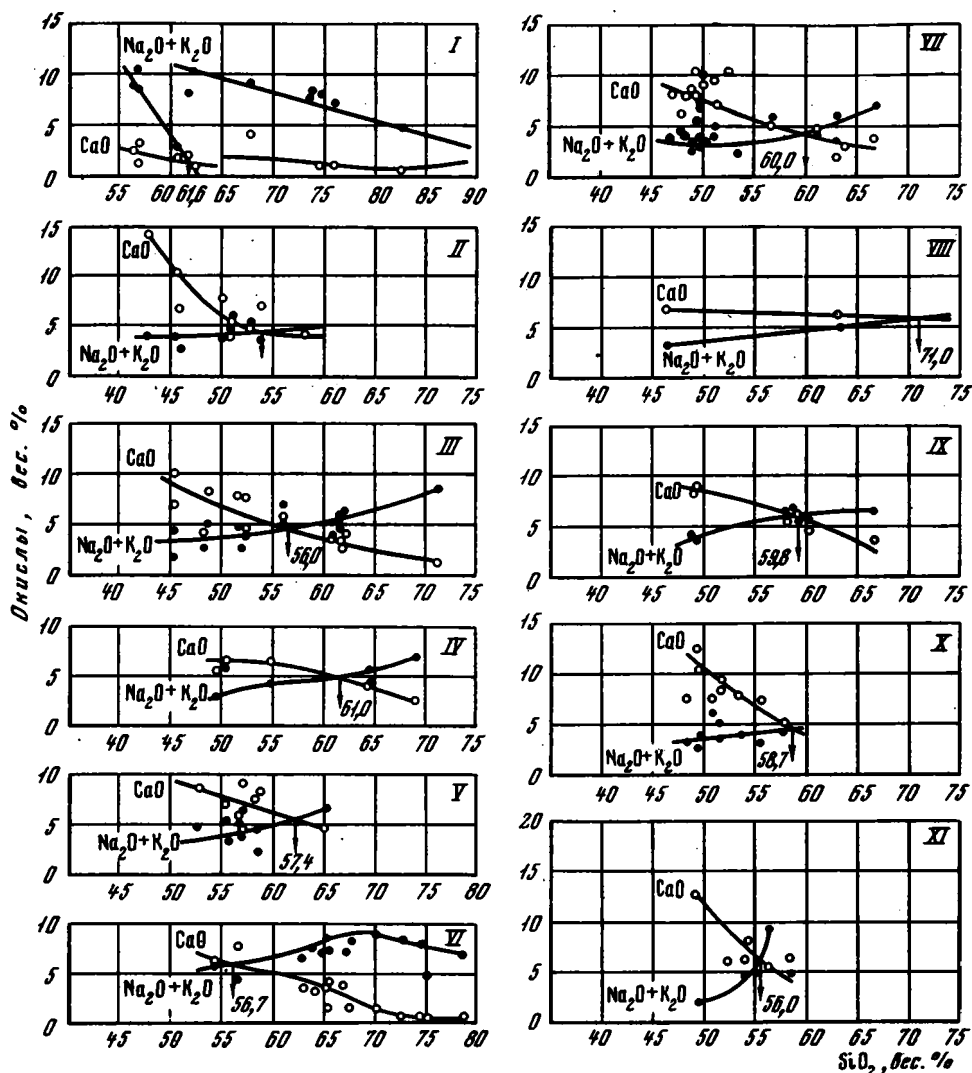


Рис. 28. Вариационная диаграмма $\text{CaO}-(\text{NaO}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ для эффузивных пород раннепалеозойско-раннемелового и палеогенового возраста п-ова Тайгона
 I – нижний (?) – верхний палеозой; II – верхняя пермь; III – нижняя юра; IV – нижняя вулканогенная толща верхней юры; V – гырьягинская свита (J_3gr); VI – вавачунская свита (J_3-K_1vv); VII – теланская свита (J_3K_1tn); VIII – явоямская толща (K_1jv); IX – кытымская свита (P_2-3kr); X – Вискин-чунская подзона (J_1-3); XI – Нейнегская подзона ($P_3-J_3?$)

род формации характерно повышенное содержание щелочей, особенно натрия, и пониженное – кальция и магния по сравнению с породами близкой основности нормального щелочноземельного ряда.

На треугольной вариационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO}$ (рис. 30) видно, что в процессе дифференциации магмы, породившей «спилиты», по которым развились порфирииты, с увеличением содержания щелочных окислов сумма железистых окислов несколько уменьшается. То же характерно и для пород группы кератофиров, по которым развились порфирииты. Содержание окиси магния в спилитах на 10–15% выше, чем в кератофирах.

На петрохимической диаграмме А.Н.Заварицкого (рис. 31) фигуративные точки, соответствующие проанализированным породам спилито-кератофировой формации, образуют два отчетливых ряда. Первый соответствует порфириодам

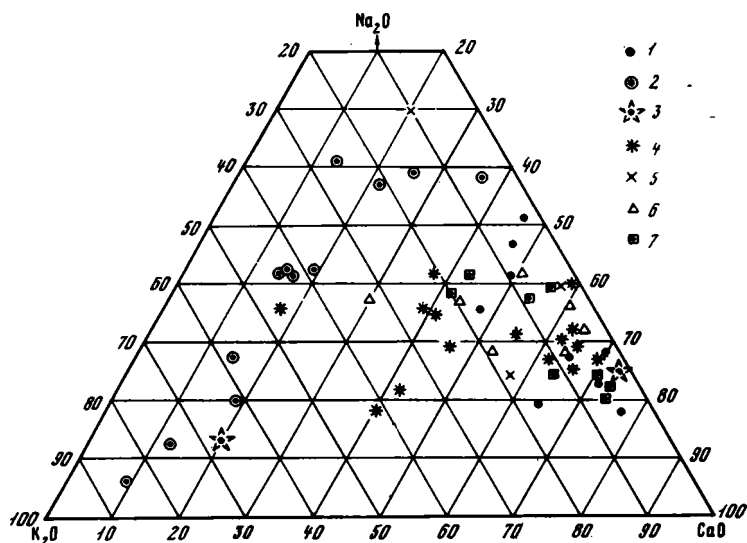


Рис. 29. Вариационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ для эффузивных пород палеозойско-ранневолжского возраста Северо-Тайгонского синклинория

1 - верхнепылгинская толща (нижний (?) - верхний палеозой); 2 - верхняя пермь; 3 - норий-рэт (?); 4 - нижняя юра; 5 - субвулканические породы средней юры; 6 - нижняя вулканогенная толща поздней юры; 7 - гырьянгинская свита верхней юры

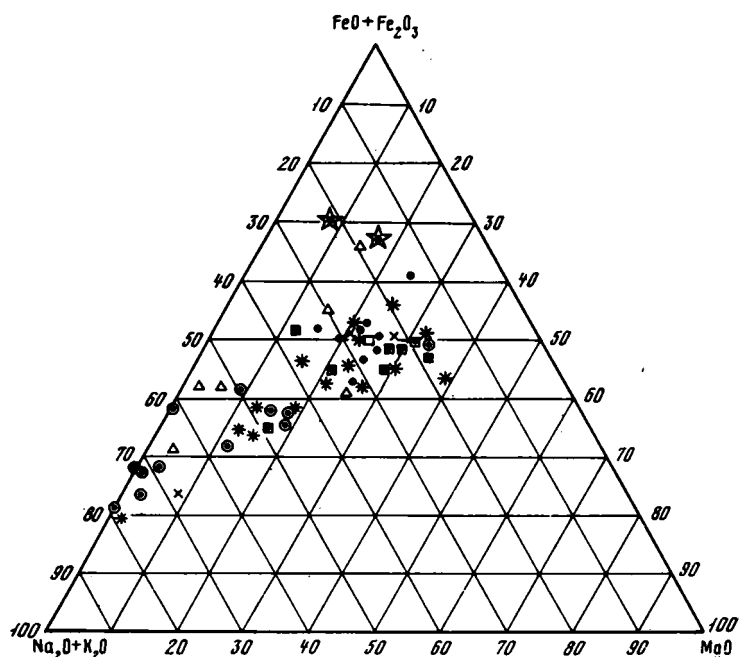


Рис. 30. Вариационная диаграмма $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)-\text{MgO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ для эффузивных пород палеозойско-ранневолжского возраста Северо-Тайгонского синклинория

Условные обозначения см. на рис. 29

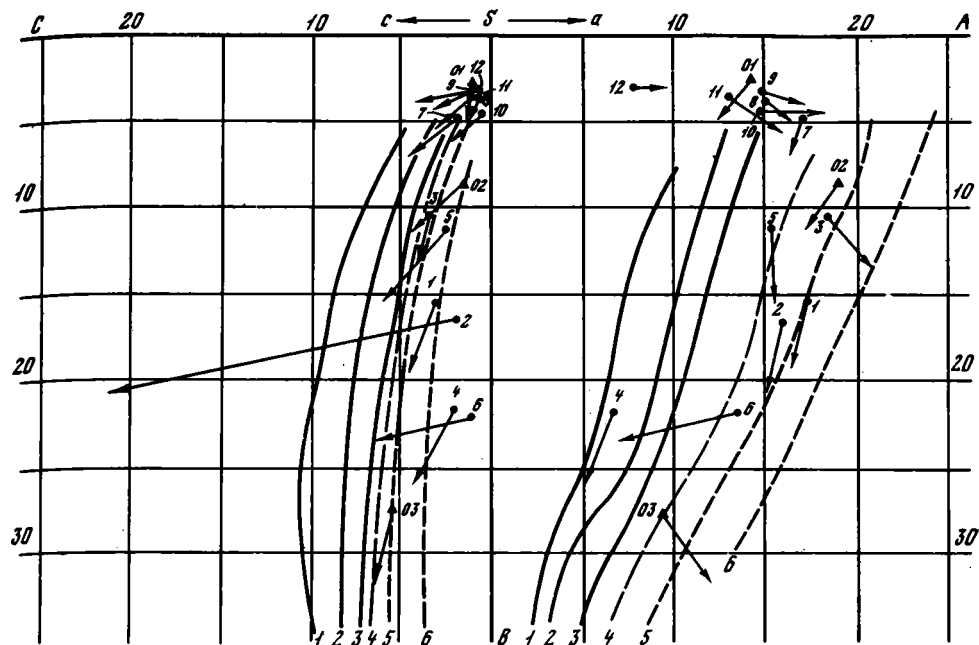


Рис. 31. Петрохимическая диаграмма эффузивных пород верхнепылгинской толщи

Средние типы пород, по Дэли: О1 – кварцевый кератофир, О3 – спилит (по Бронгайту). Вариационные кривые по Бурри – Заваришкому: 1 – тип Пеле – Лассен – Пик, 2 – тип Электрик – Пик, 3 – тип Йеллоустонского парка, 4 – тип Этны, 5, 6 – тип Хейвуд – Марос. Номера точек на диаграммах (рис. 31–34, 38–41, 46) соответствуют номерам точек в табл. I

и порфириитоидам, образовавшимся по основным и средним породам, и расположен в правой части диаграммы в пределах значений параметра "b" от 10,5 до 22. Фигуративные точки находятся в основном около вариационной линии 5 (тип Хейвуд – Марос), т.е. породы относятся к щелочному типу. Второй рой образуют фигуративные точки, соответствующие порфириоидам, образовавшимся, по-видимому, по кварцевым кератофиром. Они образуют сгущение в верхней правой части диаграммы вокруг фигуративной точки, соответствующей среднему кварцевому кератофиру (по Дэли, 1934). Источником пород спилито-кератофировой формации были подкоровые очаги базальтовой магмы (Кузнецов, 1964).

Петрохимические особенности пород андезитовой формации рассматриваются на основании 44 анализов, из которых 9 анализов характеризуют породы верхней перми (табл. I, 13–21), 2 – норийско-ретские (?) образования верхнего триаса (22, 23), 15 – нижнеюрские (?) эффузивы (24–38), 3 – субвулканические тела в среднеюрских породах (39–41), 6 – нижнюю вулканогенную толщу верхней юры (42–47), 9 – гырянгинскую свиту верхней юры (48–56).

Породы андезитовой формации относятся преимущественно к известково-щелочной серии, по классификации Пиккока. Щелочно-известковый индекс Пиккока во времени меняется так: для верхнепермских эффузивов он равен 54,0; для нижнеюрских – 56,0; для эффузивов нижней толщи верхней юры – 61,0; для пород гырянгинской свиты верхней юры – 57,4 (см. рис. 28, II–V).

Содержание кремнезема в породах андезитовой формации в целом меняется от 42,73 до 71,52%. Преобладают породы базальтового и андезито-базальтового состава (Левинсон-Лессинг, 1952а, б). Но в раннеюрскую эпоху на отдельных участках установлены андезито-дациты (61,63–62,16% SiO_2), а в одном случае – даже липарит (SiO_2 – 71,52%). Даци́ты и липарито-дациты с содержанием SiO_2 от 64,65 до 69,33% (Левинсон-Лессинг, 1952в) ха-

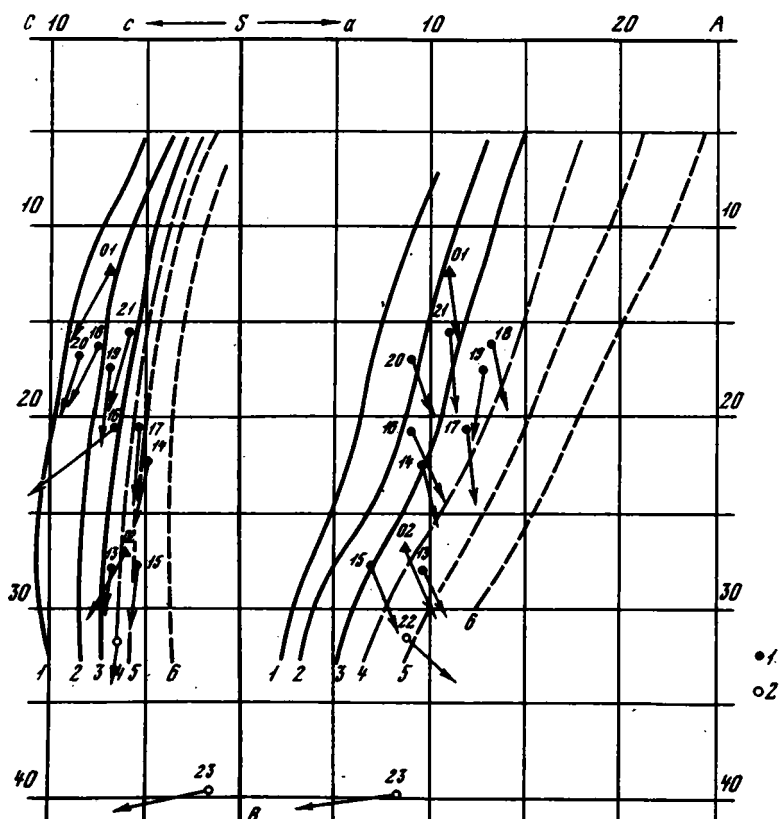


Рис. 32. Петрохимическая диаграмма верхнепермских и норийско-ретских (?) эффузивных пород

1 – верхнепермские, 2 – норийско-ретские (?) породы. Средние типы пород, по Дёли: 01 – андезит, 02 – базальт. Типы вариационных кривых см. на рис. 31

актерны также и для первой половины позднеюрской эпохи (нижняя вулканогенная толща верхней юры). Содержание щелочей постепенно возрастает от 3,16 в наиболее основных разностях до 9,14% в породах с 71,52% содержанием кремнезема. В группе щелочей натрия заметно преобладает над калием; при увеличении кислотности пород относительная роль калия увеличивается. Тройная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (см. рис. 29) дает представление о характере изменения щелочности пород на разных этапах проявления во времени андезитовой формации. В позднепермскую эпоху на начальных этапах дифференциации магматического очага увеличение содержания щелочей в породах происходило сначала преимущественно за счет натрия, а затем – за счет натрия и калия. Позже, в раннеюрскую эпоху, сначала сумма щелочей увеличивалась за счет пропорционального роста количества натрия и калия, а затем – исключительно за счет калия. То же характерно и для нижней вулканогенной толщи верхней юры. У эффузивов гырянгинской свиты рост суммы щелочей происходит преимущественно за счет увеличения количества натрия. Кроме того, следует отметить следующее: положение точек на диаграмме показывает, что в процессе дифференциации магматических расплавов наблюдаются два ряда дифференциации – преобладающий и лучше выраженный натриевый и калиевый.

Треугольная вариационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO}$ (см. рис. 30) дает представление об изменении относительного содержания щелочных и феррических окислов в процессе дифференциации магмы на разных этапах проявления андезитовой формации. Для верхнепермских эффузивов не наблюдается резких изменений в содержании этих окислов в ходе эволюции по-

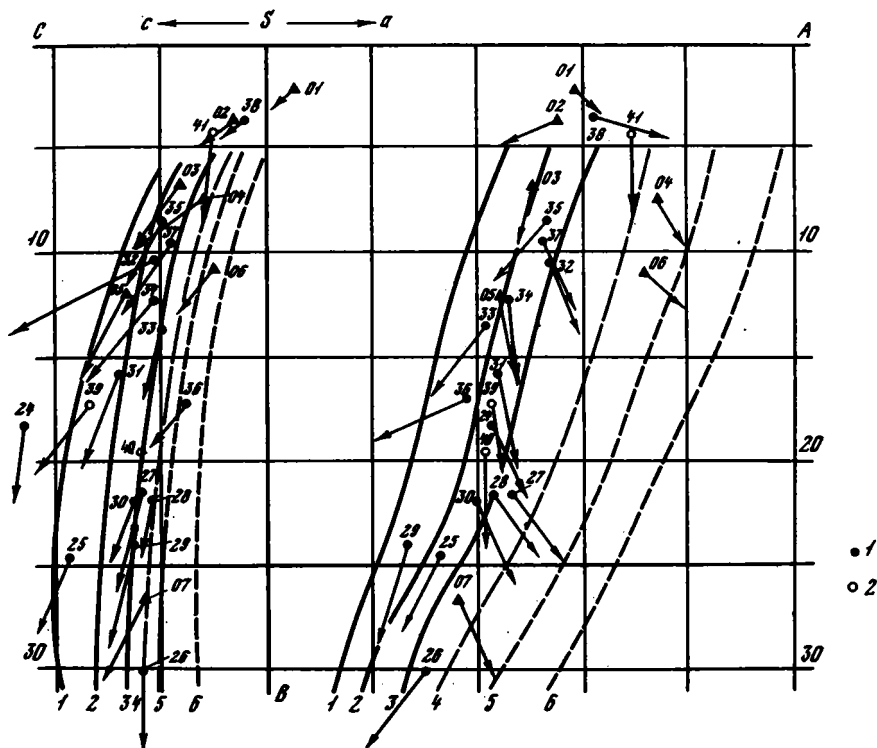


Рис. 33. Петрохимическая диаграмма нижнеюрских эффузивных и среднеюрских субвулканических пород

1 – нижнеюрские, 2 – среднеюрские породы. Средние типы пород, по Делли: 01 – комендит, 02 – риолит, 03 – дацит, 04 – трахит, 05 – андезит, 06 – трахиандезит, 07 – базальт. Типы вариационных кривых см. на рис.31

родившего их магматического очага. Железисто-магнезиальные окислы здесь резко преобладают над щелочными. Нижнеюрские эффузивы отчетливо подразделяются на две группы: основных эффузивов, с преобладанием в составе железисто-магнезиальных окислов над щелочными и незначительными колебаниями в их содержании, и средних и кислых эффузивов. В ходе эволюции второй группы эффузивов содержание окислов железа и магния по сравнению с первой группой уменьшается, а относительная роль щелочей возрастает. Для основных эффузивов нижней вулканогенной толщи верхней юры характерно преобладание окислов железа и магния над щелочными окислами, кислые эффузивы этой толщи отличаются повышенной ролью щелочей в группе щелочных и ферритических окислов и резко пониженным содержанием окиси магния. Те же особенности характерны и для эффузивов гырянгинской свиты верхней юры, но содержание окиси магния в них выше.

Таким образом, содержание кальциево-ферритических окислов при переходе от более основных членов формации к более кислым постепенно уменьшается, а сумма щелочей увеличивается с увеличением количества кремнезема.

Петрохимические особенности вулканогенных пород андезитовой формации отражены также на диаграммах А.Н.Заварицкого (рис. 32–34). В правой части диаграммы, построенной для верхнепермских эффузивных пород (см.рис.32), фигуративные точки, отвечающие базальтам, андезито-базальтам и андезитам, расположены между вариационными линиями 2 (тип Электрик-Пик) и 4 (тип Этны), что соответствует нормальным щелочноземельным породам Тихоокеанской ассоциации. Рой фигуративных точек находится между фигуративными точками средних базальтов и андезитов (по Делли, 1934).

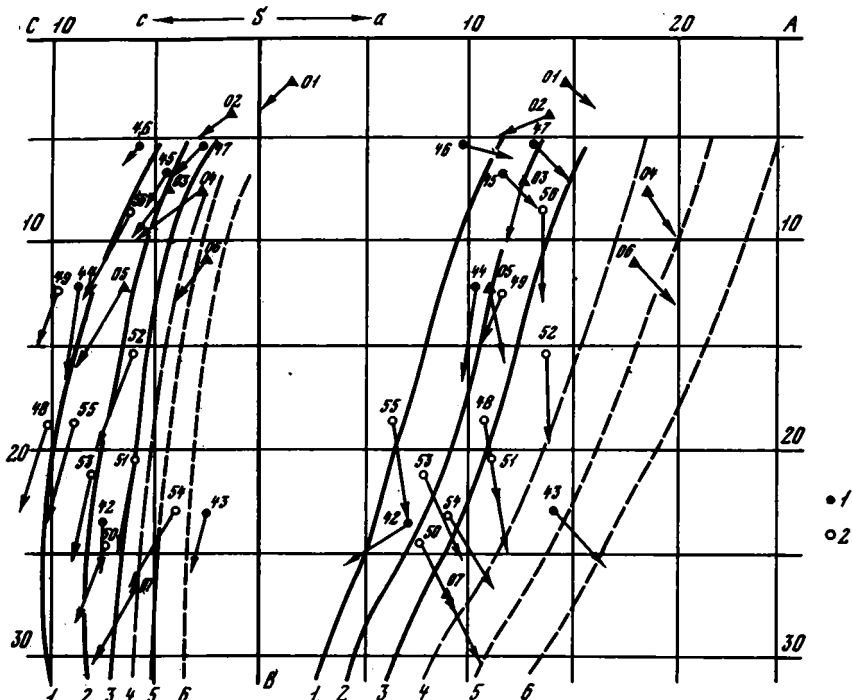


Рис. 34. Петрохимическая диаграмма эффузивных пород нижней вулканогенной толщи верхней юры и гырьянгинской свиты

1 – породы нижней вулканогенной толщи верхней юры; 2 – породы гырьянгинской свиты. Средние типы пород см. на рис. 33, типы вариационных кривых – на рис. 31

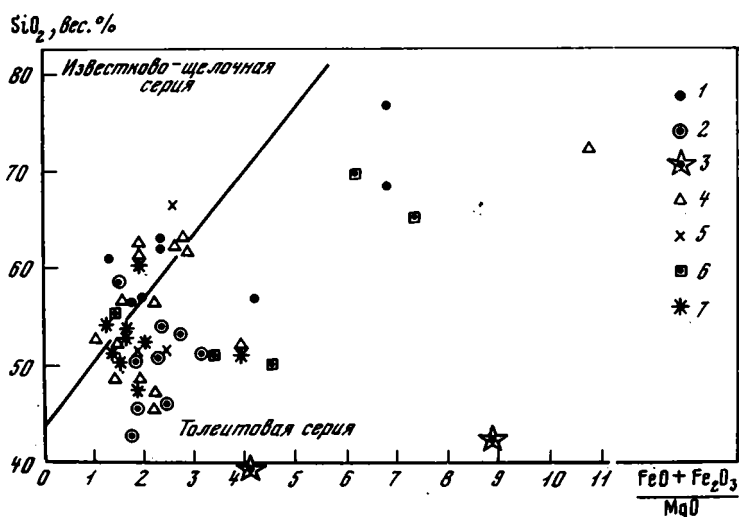


Рис. 35. Диаграмма соотношения известково-щелочной и толейтовой серий для вулканогенных пород позднепермско-ранневолжского возраста Северо-Тайгонского синклиория

1 – верхнепермская толща нижнего (?) – верхнего палеозоя; 2 – верхняя пермь; 3 – норий-рэт (?); 4 – нижняя юра; 5 – субвулканические породы средней юры; 6 – нижняя вулканогенная толща верхней юры; 7 – гырьянгинская свита верхней юры

Норийско-рэтские (?) породы имеют слабо выраженную щелочную тенденцию (не исключено, что за эффузивы приняты субвулканические тела).

На диаграмме раннеюрских эффузивных пород (см. рис. 33) фигуративные точки, отвечающие базальтам, андезито-базальтам, андезитам, андезито-дацитам и липаритам нижней юры, равномерно распределены в интервале значений параметра "b" от 29,8 до 3,7 и не образуют отчетливых роев. Они расположены между вариационными линиями 2 (тип Электрик-Пик) и 3 (тип Йеллоустонского парка), т.е. относятся к нормальным щелочноземельным породам Тихоокеанской ассоциации.

В эффузивах нижней вулканогенной толщи верхней юры щелочная тенденция по сравнению с нижнеюрскими эффузивами выражена слабее: фигуративные точки этих пород в правой части диаграммы (см. рис. 34) группируются в основном между вариационными линиями 1 (тип Пеле - Лассен-Пик) и 2 (тип Электрик-Пик), т.е. расположены левее, чем на предыдущей диаграмме. Фигуративные точки, отвечающие кислым эффузивам, образуют рой в верхней части диаграммы. Второго роя точек, соответствующего основным породам, на диаграмме нет, что объясняется, по-видимому, недостаточным количеством анализов. Не исключено, однако, что в случае достаточного количества проанализированных пород соответствующие им фигуративные точки распределялись бы на диаграмме равномерно между точками, отвечающими средним типам базальтов и риолитов (по Дэли, 1934), как и на диаграмме нижнеюрских эффузивов.

Основные и средние эффузивы гырьянгинской свиты верхней юры, как и более древние эффузивы андезитовой формации, относятся к щелочноземельным породам Тихоокеанской ассоциации; соответствующие им фигуративные точки на диаграмме (см. рис. 34) расположены преимущественно между вариационными линиями 1 (тип Пеле - Лассен-Пик) и 3 (тип Йеллоустонского парка).

Таким образом, породы всех четырех циклов проявления андезитовой формации относятся, по А.Н.Заваришкому, к нормальному щелочноземельному типу Тихоокеанской ассоциации.

Анализ пород андезитовой формации по методике А.Мияширо (Mijashiro, 1974) (рис. 35) показывает, что они являются производными преимущественно толеитовых и в меньшей степени - известково-щелочных магм. Источником их была, по-видимому, подкоровая базальтовая магма, очаги которой возникали периодически и давали начало каждому новому циклу извержения (Кузнецов, 1964; Д.Х.Грин, А.Е.Рингвуд, 1970; Т.Х.Грин, А.Е.Рингвуд, 1970).

Орогенный комплекс

В нашем распоряжении имеется 14 полных силикатных химических анализов пород липарито-дацитовой формации (табл. I, 57-70), к которой относятся породы вавачунской свиты. Щелочно-известковый индекс Пиккока для пород формации равен 56,7, поэтому они относятся к известково-щелочной серии, как и все эффузивные породы предшествовавшего им геосинклинального комплекса (см. рис. 28, VI). Содержание кремнезема в породах формации колеблется от 54,6 в андезито-базальтах до 67,62-78,84% в трахилипаритах - кварцевых порфирах. Андезито-базальты (рис. 36) характеризуются значительным содержанием окиси кальция и значительным преобладанием в их составе суммы железисто-магнезиальных окислов над суммой щелочей.

У кислых членов формации сумма щелочей составляет 6,9-8,75%, при этом натрия преобладает над калием. На тройной диаграмме $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (рис. 37) видно, что в процессе эволюции магматического расплава намечаются две ветви: "натриевая" и "калиевая". В первом случае рост суммы щелочей в процессе эволюции магмы шел за счет пропорционального увеличения количества натрия и калия, во втором случае - за счет более быстрого увеличения количества калия по сравнению с натрием. Содержание окислов железа в ходе эволюции того же расплава постепенно уменьшалось (см. рис. 36), а окиси магния оставалось более или менее постоянным, при этом сумма щелочей в ходе эволюции расплава в сторону кислых разностей неуклонно увеличивалась и значительно преобладала над суммой железисто-магнезиальных окислов.

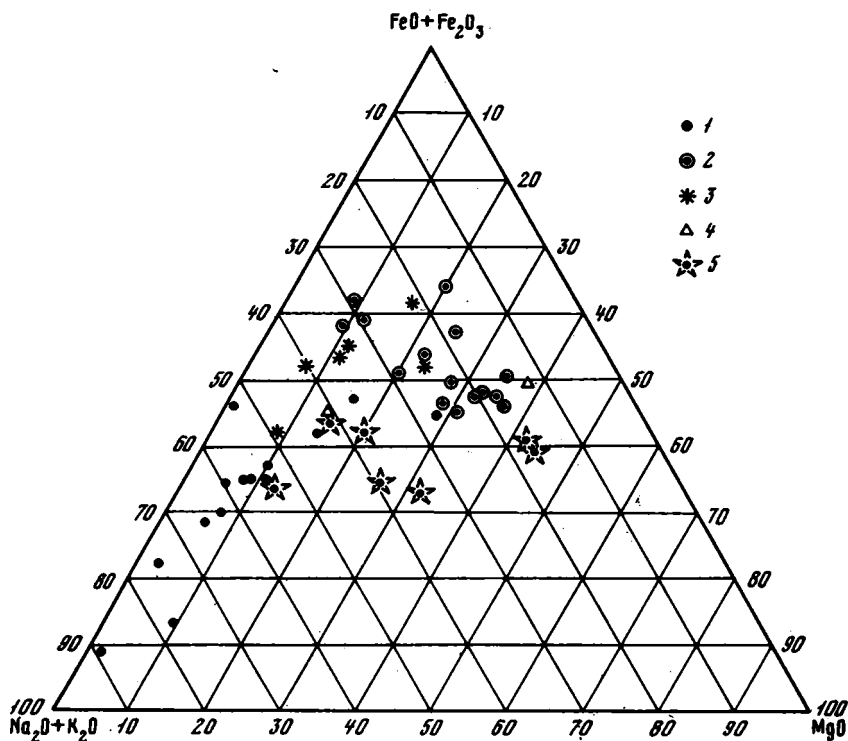


Рис. 36. Вариационная диаграмма $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)\text{--MgO--}(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ для эффузивных пород поздневожско-альбского и палеогенового возраста Северо-Тайгоносского синклинория

1 – вавачунская свита; 2 – теланская свита; 3 – рябинкинская свита; 4 – явоямская толща; 5 – кытыймская свита

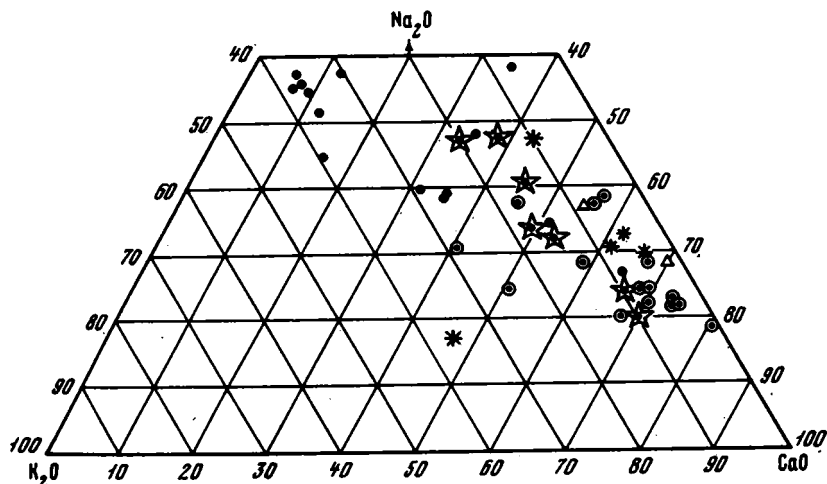


Рис. 37. Вариационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O--CaO--K}_2\text{O}$ для эффузивных пород поздневожско-альбского и палеогенового возраста Северо-Тайгоносского синклинория

Условные обозначения см. на рис. 36

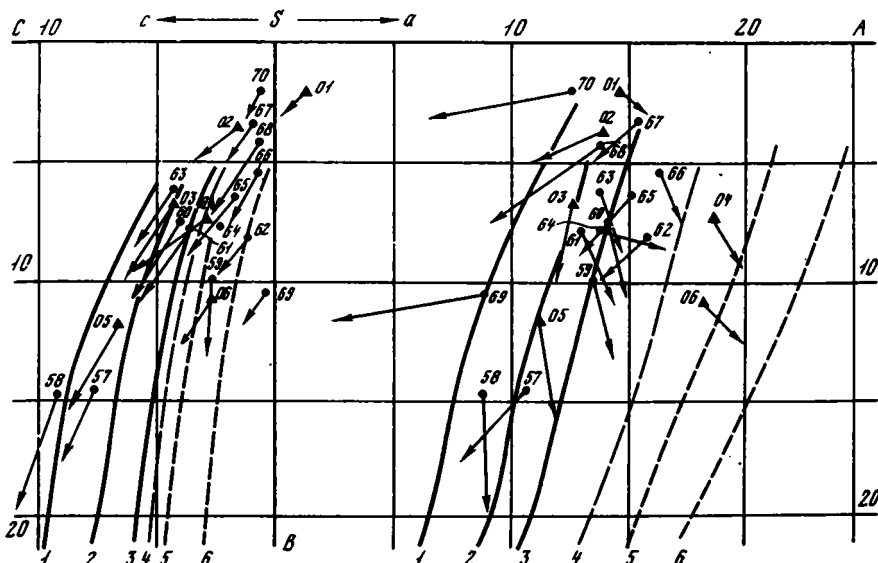


Рис. 38. Петрохимическая диаграмма эффузивных пород вавачунской свиты
Средние типы пород см. на рис. 33, типы вариационных кривых – на рис. 31

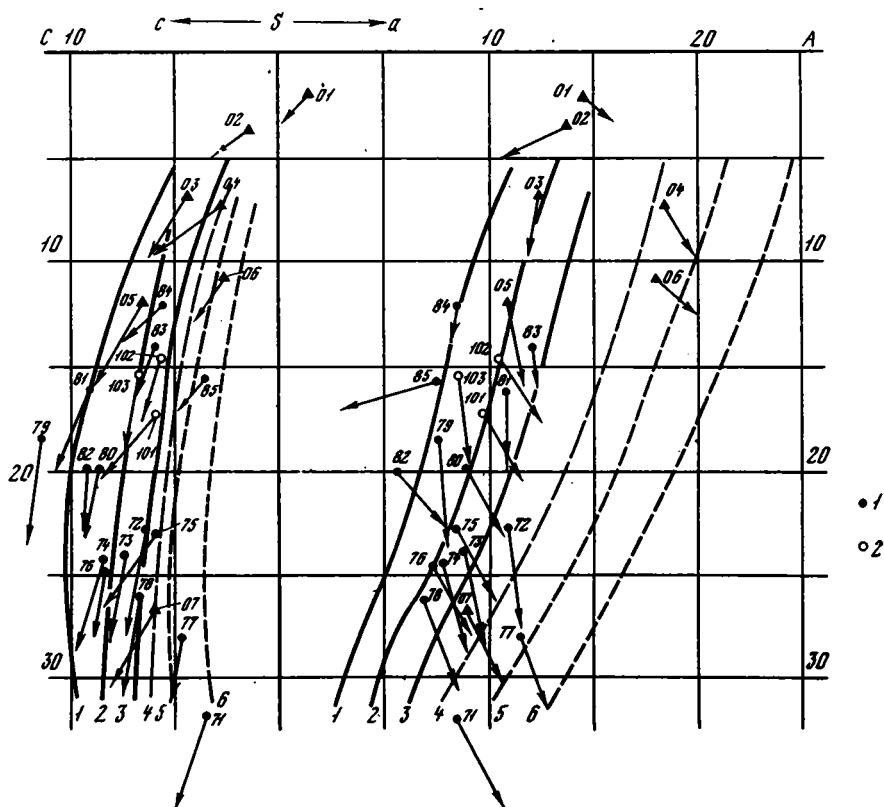


Рис. 39. Петрохимическая диаграмма эффузивных пород теланской свиты и
верхнеюрско-нижнемеловых эффузивов п-ова Елистратова

1 – породы теланской свиты; 2 – эффузивы п-ова Елистратова. Средние
типы пород см. на рис. 33, типы вариационных кривых – на рис. 31

На диаграмме А.Н.Заварицкого (рис. 38) фигуративные точки, соответствующие проанализированным породам формации, в правой части диаграммы группируются в основном между вариационными линиями 2 (тип Электрик-Пик) и 3 (тип Йеллоустонского парка), что соответствует нормальным щелочноземельным породам Тихоокеанской ассоциации. Наибольшая густота точек наблюдается в интервале значений параметра "b" 10,7-2,3, вокруг фигуративных точек, соответствующих средним типам андезитов, дацитов и риолитов, по Дэли (1934).

Петрохимические особенности пород андезито-базальтовой формации (гелаская свита) охарактеризованы на основании 15 полных силикатных химических анализов (табл. I, 71-85). По классификации Пикока, они относятся к известково-щелочной серии, их щелочно-известковый индекс равен 60 (см. рис. 28, VII).

Содержание кремнезема в породах формации меняется от 46,99 в наиболее основных ее членах до 62,38% в агглютинатах андезито-дацита. Содержание щелочей колеблется от 2,43 до 5,97%, при этом натрий преобладает над калием. На треугольной вариационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (см. рис. 37) видно, что в ходе эволюции магматического расплава увеличение суммы щелочей шло или за счет увеличения количества натрия, или пропорционального увеличения содержания натрия и калия. Разброс точек на треугольной диаграмме ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) - $\text{MgO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (см. рис. 36) показывает незначительные изменения в содержании окислов железа и магния в ходе эволюции магматического расплава и их резкое преобладание над суммой щелочей.

На петрохимической диаграмме А.Н.Заварицкого (рис. 39) фигуративные точки, соответствующие породам андезито-базальтовой формации, в правой части диаграммы расположены между вариационными линиями 1 (тип Пеле - Лассен-Пик) и 3 (тип Йеллоустонского парка), т.е. тип магмы остается по-прежнему нормальным щелочноземельным, характерным для Тихоокеанской ассоциации. Фигуративные точки находятся в интервале значений параметра "b" от 32,0 до 12,4 между фигуративными точками, соответствующими средним типам базальтов и андезитов, по Дэли (1934).

О петрохимических особенностях вулканитов красноцветной андезитовой формации, к которой относится верхняя часть верхней подсвиты рябинкинской свиты, можно судить лишь на основании трех полных силикатных химических анализов (табл. I, 89-91). Это андезито-базальты и андезиты с содержанием кремнезема от 55,66 до 58,98%. Во всех породах в группе щелочей натрий значительно преобладает над калием (табл. I; см. рис. 37). На треугольной вариационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO}$ наглядно видно (см. рис. 36), что колебания в содержании железисто-магнезиальных окислов в породах формации незначительны, и в сумме эти окислы значительно преобладают над суммой щелочей.

Андезито-дацитовая формация, к которой относится явовая толща аптальбского возраста, охарактеризована двумя полными силикатными анализами. Они сделаны для базальта (содержание SiO_2 47,0%) и андезито-дацита (SiO_2 63,68%) (табл. I, 92-93). По очень приблизительным расчетам индекс Пикока для пород этой толщи равен 71 (см. рис. 28, VIII) и они относятся к известковой серии пород. В сумме щелочей натрий значительно преобладает над калием. Сумма железисто-магнезиальных окислов превышает сумму щелочей.

Петрохимические особенности проанализированных пород рябинкинской свиты и явовской толщи отражены на диаграмме А.Н.Заварицкого (рис. 40). По положению фигуративных точек в правой части диаграммы левее вариационной линии 1 и между линиями 1 и 3 можно сделать вывод, что магма, породившая эти породы, относится к щелочноземельному типу.

Палеогеновая базальтовая формация охарактеризована семью полными силикатными химическими анализами (табл. I, 94-100). В состав формации входят оливино-пироксеновые базальты (содержание SiO_2 49,48-49,50%), пироксеновые андезиты (SiO_2 58,91-60,42%) и резко подчиненные им количественно дациты (SiO_2 67,14%). По классификации Пикока, породы формации

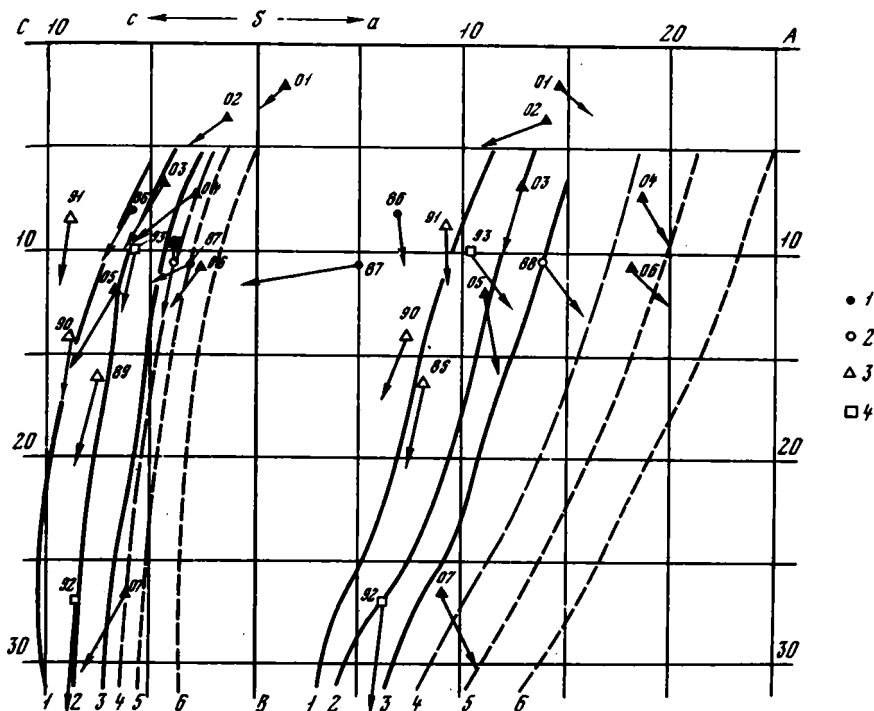


Рис. 40. Петрохимическая диаграмма эффузивных пород рябинкинской свиты и явовымской толщи

1 – нижняя подсвита рябинкинской свиты; 2 – средняя подсвита рябинкинской свиты; 3 – верхняя подсвита рябинкинской свиты; 4 – явовымская толща. Средние типы пород см. на рис. 33, типы вариационных кривых – на рис. 31

относятся к известково-щелочной серии: индекс Пикока для них равен 59,8 (см. рис. 28, IX). В группе щелочей натрия преобладает над калием. Сумма железисто-магнезиальных окислов значительно превышает сумму щелочных окислов (см. рис. 36). По сравнению с породами близкой основности, относящимися к нормальному щелочноземельному ряду, породы формации отличаются повышенной ролью в их составе окислов магния и калия, а также часто кальция и пониженной – окислов алюминия и железа.

На петрохимической диаграмме А.Н.Заварицкого (рис. 41) фигуративные точки, отвечающие базальтам, андезитам и дацитам палеогеновой кыгымской свиты, образуют две группы. Фигуративные точки базальтов расположены чуть левее вариационной линии 4 (тип Этны) и отражают их слабо выраженную щелочную тенденцию. Группа андезитов-дацитов находится между вариационными линиями 2 (тип Электрик-Пик) и 3 (тип Йеллоустонского парка) и относится к щелочноземельным породам Тихоокеанской ассоциации.

Таким образом, породы всех вулканических формаций орогенного комплекса Северо-Тайгоносского синклиория, как и породы предшествовавшей им андезитовой геосинклинальной формации, относятся к нормальному щелочноземельному типу Тихоокеанской ассоциации, по А.Н.Заварицкому, и входят в базальт-андезит-липаритовую группу формаций, по Ю.А.Кузнецову (1964). Разброс точек на диаграмме, построенной по методике А.Мияширо (Miyashiro, 1974) (рис. 42), показывает, что в их составе преобладают продукты дифференциации толеитовых магм при подчиненной роли продуктов дифференциации известково-щелочных магм. Источниками этих магм были подкоровые базальтовые расплавы, очаги которых в ходе геосинклинального и орогенного процессов периодически возникали и могли вертикально перемещаться из верхней мантии в базальтовый и осадочно-метаморфический слой земной коры, ассимилируя вме-

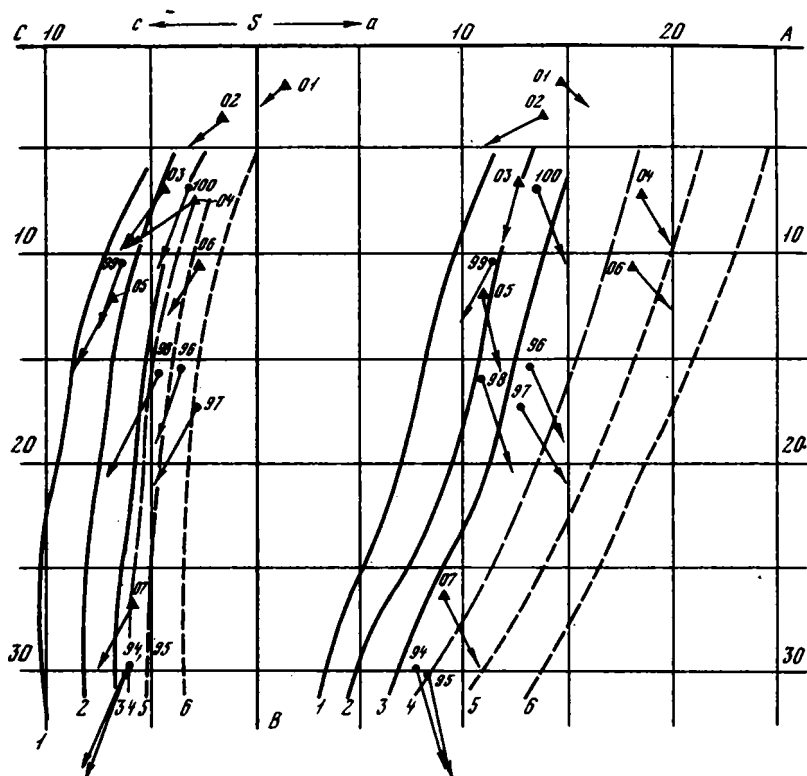


Рис. 41. Петрохимическая диаграмма эффузивных пород кытймской свиты
Средние типы пород см. на рис. 33, типы вариационных кривых – на рис.31

шающие породы. При дифференциации возникающей магмы в промежуточных очагах и образовывались породы базальт-андезит-липаритовой группы формаций (Кузнецов, 1964; Т.Х.Грин и А.Е.Рингвуд, 1970; Моссаковский, 1969). Источником пород орогенной липарито-дацитово-гранитовой формации могли также быть внутрикоровые очаги кислой магмы, возникавшие при плавлении пород коры в результате воздействия повышенных тепловых потоков (Штейнберг и др., 1971).

Кроме того, для рашения вопроса о типах магм, явившихся источником основных и средних пород вулканических формаций геосинклинального и орогенного комплексов Северо-Тайгонского синклинория, использована предложенная Ю.М.Шейнманом (1965) методика для разделения оливин-базальтовых и габбро-базальтовых ассоциаций океанических областей (Моссаковский, 1969). По этой методике пересчитаны химические анализы базальтов и андезитов, составляющих вулканические формации геосинклинального и орогенного комплексов Северо-Тайгонского синклинория, и построена диаграмма (рис. 43), на которую нанесены линии, характеризующие дифференционные ряды пород андезитовой формации геосинклинального комплекса ($K = 30$), вулканических формаций орогенного комплекса ($K = 38$) и палеогеновой базальтовой орогенной формации ($K = 24$). Сравнение их с линиями, характеризующими типичные габбро-базальтовые и оливин-базальтовые серии, показывает, что породы основного состава геосинклинальной андезитовой формации и вулканических орогенных формаций обладают в процессе дифференциации высокой скоростью насыщения пород кремнеземом, свойственной типичным габбро-базальтовым ассоциациям. В то же время породы базальтовой палеогеновой формации характеризуются относительно более медленной скоростью насыщения пород кремнекислотой в процессе дифференциации родоначальных расплавов и более похожи в этом отношении на типичные оливин-базальтовые серии. Таким образом; и эта методика подтверждает вывод о том, что основные породы геосинклинальных и орогенных вулка-

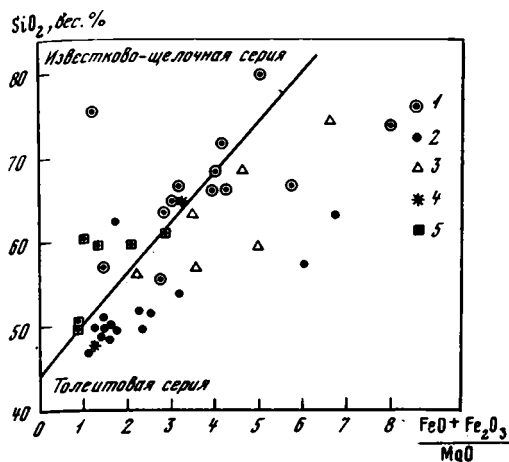


Рис. 42. Диаграмма соотношения известково-щелочной и толеитовой серий для вулканогенных пород позднелужско-альбского и палеогенового возраста Северо-Тайгоносского синклинория

1 - вавачунская свита; 2 - теланская свита; 3 - рябинкинская свита; 4 - явоямская толща; 5 - кытыймская свита

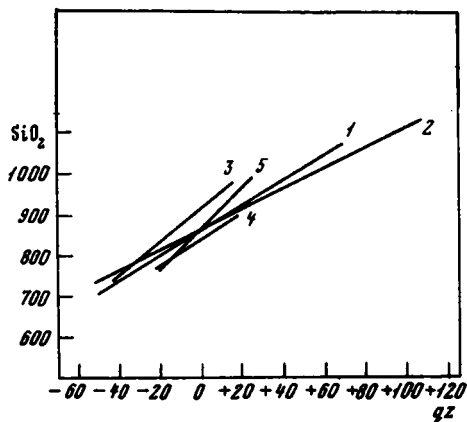


Рис. 43. Петрохимическая диаграмма в системе координат: сумма кремнезема (молекулярные количества) - кварцевое число П.Ниггли для пород вулканических формаций геосинклинального и орогенного комплексов Северо-Тайгоносского синклинория

1 - андезитовая геосинклинальная формация; 2 - орогенные вулканические формации; 3 - базальтовая орогенная формация; 4 - толеитовая серия доларитов Карру ($K = 34$); 5 - третичные и четвертичные трахибазальтовые вулканические серии Прибайкалья ($K = 14-24$) (Моссаковский, 1969)

нических формаций Северо-Тайгоносского синклинория являются продуктами преимущественно толеит-базальтовой магмы.

Таким образом, в ходе эволюции геосинклинального вулканизма Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба наблюдается смена спилито-кератофировой формации, характерной для ранних этапов развития эвгеосинклинальных прогибов и порожденной, по-видимому, подкоровым базальтовым магматическим расплавом, андезитовой формацией, проявившейся в четыре этапа (позднепермский, позднегирасово-раннеюрский, начальный позднеюрский и конечный позднеюрский). Источником пород формации были подкоровые преимущественно толеит-базальтовые, реже - известково-щелочные магматические расплавы. На разных этапах проявления андезитовой формации дифференциация этих расплавов доходила то до образования только базальтов, андезито-базальтов и андезитов, то шла дальше с образованием андезито-дацитов, дацитов и даже редких липаритов.

При смене геосинклинального вулканизма орогенным типом магматических расплавов остаются прежними: толеитовыми и известково-щелочными, подкоровыми. Однако широкое проявление в начале орогенного этапа развития Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба кислых вулканитов можно объяснить и тем, что к этому моменту очаги магмообразования стали всенять и в осадочной оболочке Земли, при плавлении которой появлялась кислая магма. Во вторую половину орогенного этапа развития Северо-Тайгоносского прогиба вновь получают широкое развитие продукты дифференциации подкоровой толеитовой базальтовой магмы, а в палеогене появляются базальты, для которых характерна слабо выраженная щелочная тенденция.

ЮЖНО-ТАЙГОНОССКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Вискичунская подзона

О петрохимических особенностях геосинклинальных и орогенных вулканических формаций Вискичунской структурно-фациальной подзоны мы судим по девяти полным силикатным химическим анализам, которые распределяются следующим образом. Шесть анализов приходится на юрские породы геосинклинального этапа развития зоны и три – на вулканогенные породы орогенного этапа (табл. I, 104–112). Породы морской андезитовой туфовой формации ("зеленые туфы"), для которых щелочно-известковый индекс Пикок равен 58,7, относятся к из-

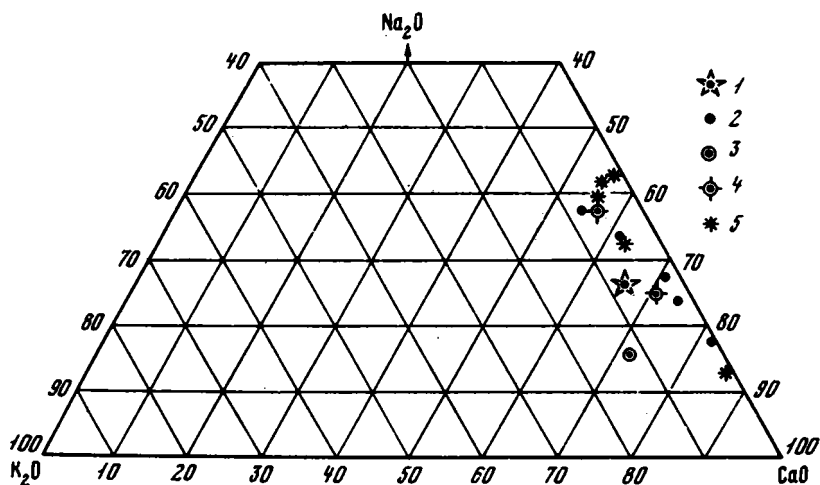


Рис. 44. Вариационная диаграмма $Na_2O-CaO-K_2O$ для эффузивных пород Вискичунской и Нейнегской подзон Южно-Тайгоносского антиклинория

Вискичунская подзона: 1 – средняя юра, 2 – верхняя юра, 3 – верхняя юра – нижний мел, 4 – рябинкинская свита. Нейнегская подзона: 5 – верхняя пермь (?) – верхняя юра (?)

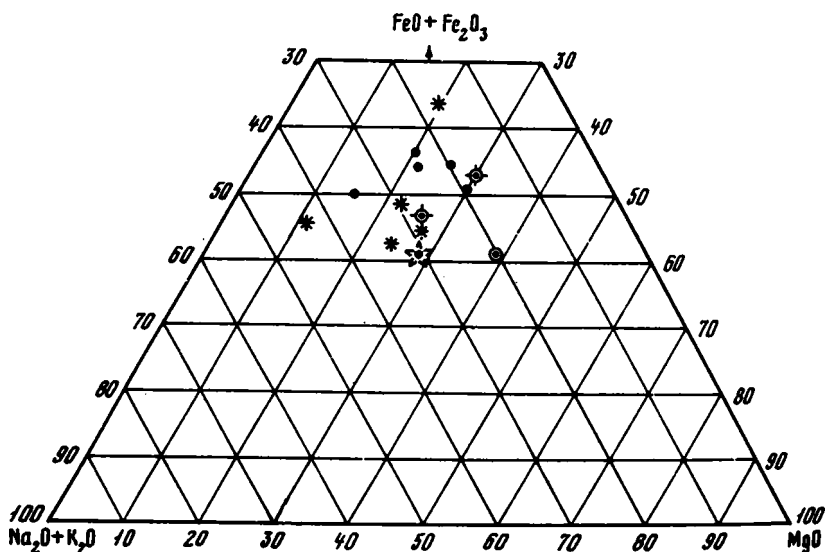


Рис. 45. Вариационная диаграмма $(FeO-Fe_2O_3)-MgO-(Na_2O+K_2O)$ для эффузивных пород Вискичунской и Нейнегской подзон Южно-Тайгоносского антиклинория

Условные обозначения см. на рис. 44



Рис. 46. Петрохимическая диаграмма эффузивных пород Вискичунской и Нейнегской подзон Южно-Тайгоносского антиклинория

Вискичунская подзона: 1 – средняя юра, 2 – верхняя юра, 3 – верхняя юра – нижний мел, 4 – нерасчлененная рябинкинская свита. Нейнегская подзона: 5 – верхняя пермь (?) – верхняя юра (?). Средние типы пород см. на рис. 33, типы вариационных кривых – на рис. 31

вестково-щелочной серии (см. рис. 28, X). Содержание SiO_2 в них увеличивается от 49,44 в базальтах до 56,78% в андезито-базальтах. В группе щелочей резко преобладает окись натрия над окисью калия. На треугольной вариационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ видно (рис. 44), что в процессе эволюции магмы, породившей породы формации, происходило увеличение суммы щелочей исключительно за счет увеличения количества окиси натрия, т.е. это породы натриевого ряда дифференциации магмы. Породы формации характеризуются довольно постоянным содержанием суммы железисто-магнезиальных окислов и резким преобладанием этой суммы над суммой щелочных окислов (рис. 45). Те же петрохимические особенности характеризуют эффузивы орогенного этапа развития подзоны.

По петрохимическим особенностям, отраженным на диаграмме А.Н.Заварицкого (рис. 46), андезиты, андезито-базальты и базальты Вискичунской подзоны не отличаются от одновозрастных им и близких по основности эффузивов Северо-Тайгоносского синклиниория и тоже относятся к нормальному щелочноземельному типу Тихоокеанской ассоциации.

Нейнегская подзона

Для пород геосинклинальной андезитовой формации позднепермско-позднеюрского возраста имеется лишь пять полных силикатных химических анализов (табл. I, 113–117). Эти породы относятся к известково-щелочной серии, по классификации Пикок; щелочно-известковый индекс равен 56,0 (см.рис.28, XI). Содержание SiO_2 колеблется от 49,85 в базальтах до 58,01% в андезитовых туфах. В сумме щелочей окись натрия резко преобладает над окисью калия, как и в породах Вискичунской подзоны, а увеличение суммы щелочей в

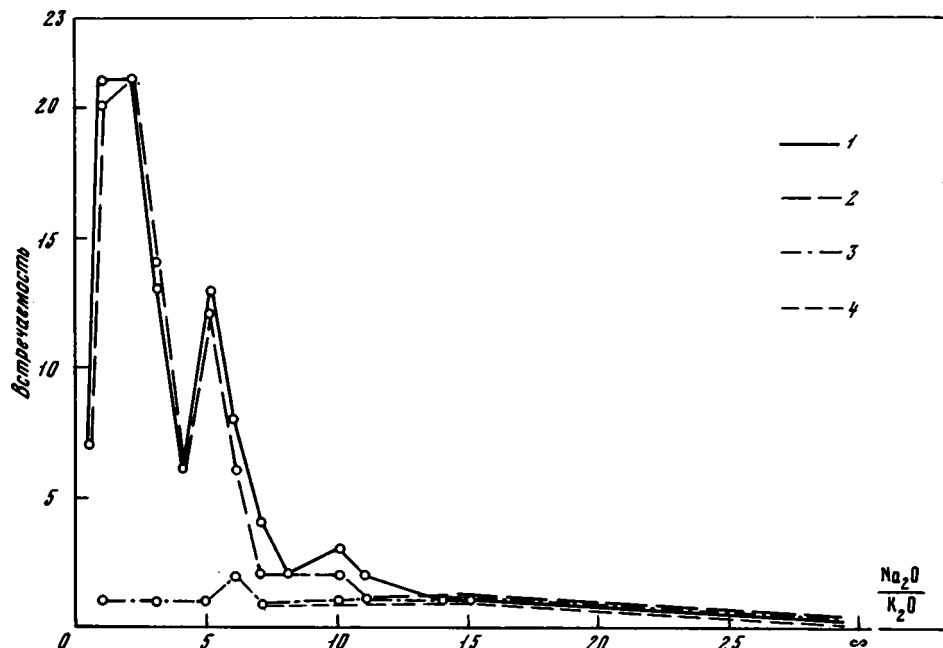


Рис. 47. Диаграмма встречаемости отношений Na_2O к K_2O для эффузивных пород п-ова Тайгонос

Кривые для эффузивных пород: 1 — всего п-ова Тайгонос, 2 — Северо-Тайгоносского синклиория, 3 — Вискичунской подзоны Южно-Тайгоносского антиклиория, 4 — Нейнегской подзоны Южно-Тайгоносского антиклиория

ходе эволюции магматического расплава идет исключительно за счет увеличения количества окиси натрия (см. рис. 44). На треугольной вариационной диаграмме $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ видно, что в процессе увеличения кислотности пород формации сумма железистых окислов уменьшается, уменьшается содержание окиси магния, но в целом сумма железисто-магнезиальных окислов остается больше суммы щелочных окислов (см. рис. 45).

По петрохимическим особенностям, отраженным на диаграмме А.Н.Заварицкого (см. рис. 46), породы андезитовой формации Нейнегской подзоны не отличаются от близких им по основности вулканитов Северо-Тайгоносского синклиория и Вискичунской подзоны, т.е. это тоже нормальный щелочноземельный тип Тихоокеанской ассоциации.

Ю.М.Шейнмани и Г.Н.Баженова (1972) при обработке большого количества химических анализов материковых, окраинно-материковых и океанических эффузивов вычислили для них отношение окиси натрия и окиси калия (в весовых процентах) и построили гистограммы встречаемости этих отношений. При этом выяснилось, что кривая встречаемости для материковых и окраинно-материковых (включая вулканические дуги) вулканитов образует резкий максимум в левой части диаграммы, отражая относительно большую "калиеость" этих пород. Для океанических пород, существенно натриевых, кривая встречаемости дает максимум в правой части диаграммы. По этой методике нами составлены гистограммы для всей вулканической ассоциации п-ова Тайгонос, и отдельно для вулканитов Северо-Тайгоносского синклиория, Вискичунской и Нейнегской подзон Южно-Тайгоносского антиклиория (рис. 47). Для вулканической ассоциации п-ова Тайгонос кривая встречаемости образует два узких максимума в левой части диаграммы, расположенных в пределах значений $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ от 1 до 7; больший максимум отвечает значениям 1–3. Небольшой максимум появляется при отношении $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O} = 10$, далее вправо кривая плавно опускается вниз, в сторону малых значений калия. Аналогичный характер имеет кривая, построенная для эффузивов Северо-Тайгоносского синклиория. Наличие

максимума (максимумов) в левой части диаграммы означает преобладание в составе вулканической ассоциации пород со значительной ролью калия.

Кривая для эффузивов Вискичунской зоны имеет небольшой максимум в области отношения $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O} = 6$, а далее вправо плавно опускается в сторону малых значений калия; кривая, построенная для эффузивов Нейнегской подзоны, имеет вид горизонтальной прямой, что объясняется недостаточным количеством анализов. Следует, однако, отметить, что из пяти нейнегских анализов для грех отношение $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ равно 24,4; 50 и 56,3; для одного — 11 и еще для одного — 7, т.е. в Нейнегской подзоне, занимающей самое юго-восточное и, следовательно, самое близкое к океану положение по сравнению с двумя другими более северо-западными зонами, развиты уже существенно нагривые породы. Эффузивы Вискичунской подзоны занимают в этом ряду промежуточное положение, но все же стоят ближе к Северо-Тайгоносским относительно более калиевым породам. В целом же вся вулканическая ассоциация п-ова Тайгонос относится к окраинно-материковому типу.

В последние годы японские геологи на основании обработки материалов по большому числу вулканов установили, что существует линейная зависимость содержаний кремнезема и суммы щелочей и глинозема. При статистической обработке данных было определено, что при увеличении кремнеземистости пород постепенно, но значительно возрастает коэффициент, который они назвали θ . Следовательно, этот коэффициент можно использовать как показатель степени кремнеземистости первичной магмы. Показатель θ вычисляется по формуле

$$\theta = \text{SiO}_2 - 47(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : \text{Al}_2\text{O}_3,$$

где SiO_2 выражен в весовых процентах, а остальные окислы — в молекулярных отношениях (Сугимуро, 1970). А. Сугимуро пишет, что Йен составил карту значений показателя θ для четвертичных вулканитов островных дуг от Индонезии через Тайвань и Японию до Курильских островов. На этой карте прекрасно видно, что в пределах каждой островной дуги наиболее высоким показателем обладают породы в области вулканического фронта, наименьшим — на обращенной к континенту стороне. Таким образом, существует тенденция образования вулканических пород на обращенной к континенту стороне островных дуг из щелочной базальтовой магмы ($\theta = 20-30$), а на обращенной к океану — из более кремнеземистых магм ($\theta = 30-40$) (см. также Х. Куно, 1970).

Мы вычислили показатель θ для эффузивов всех возрастных групп п-ова Тайгонос. Средняя величина показателя θ для спилитов верхнепыльгинской голши составляет 26,6 (по семи анализам); для эффузивов верхней перми — 29,99 (по девяти анализам); для эффузивов нижней юры — 34,08 (по 15 анализам); для эффузивов нижней вулканогенной голши верхней юры — 38,97 (по четырем анализам); для эффузивов гырьянгинской свиты верхней юры — 35,09 (по девяти анализам). Таким образом, в целом для эффузивов спилито-кератофировой и андезитовой формаций, относящихся к геосинклинальному этапу развития Северо-Тайгоносского прогиба, наблюдается увеличение показателя θ при движении вкост простирания прогиба, т.е. с северо-запада на юго-восток. Из общей схемы выпадают лишь эффузивы нижней вулканогенной голши верхней юры, для которых установлен слишком высокий показатель θ , что объясняется, вероятно, недостаточным количеством анализов. При дальнейшем движении на юго-восток в пределы Вискичунской подзоны Южно-Тайгоносского антиклинория показатель θ для среднеюрских эффузивов составляет 36,78 (по одному анализу), для верхнеюрских эффузивов — 36,6 (по шести анализам). В Нейнегской подзоне средний показатель θ , вычисленный по пяти анализам для верхнепермских (?)—верхнеюрских эффузивов, равен 37,27. Таким образом, для Вискичунской и Нейнегской подзон общая закономерность — увеличение показателя θ в юго-восточном направлении — соблюдается.

Для эффузивов орогенного этапа развития Северо-Тайгоносского прогиба установлена та же закономерность, хотя и менее четко выраженная. Средний

показатель θ для эффузивов вавачунской свиты составляет 35,52 (по 13 анализам); для эффузивов геланской свиты – 34,44 (по 15 анализам); для эффузивов рябинкинской и явоямской свит – 44,49 (по семи анализам). Таким образом, в целом закономерность соблюдается, хотя кислые эффузивы вавачунской свиты и нарушают общую картину. Для базальтов палеогеновой кытыймской свиты средний показатель θ по шести анализам равен 28,75, что подчеркивает их щелочную тенденцию.

При сравнении средних показателей θ , вычисленных для эффузивов п-ова Тайгонос, с показателями θ четвертичных вулканов Японии и других островных дуг видно, что характер их распределения на п-ове Тайгонос в позднем палеозое – мезозое был таким же, как в четвертичном периоде на островных дугах, т.е. величина показателя θ увеличивается при движении от материка к океану. По абсолютному же значению показателя θ тайгоносских эффузивов соответствуют показателям θ четвертичных вулканов во фронтальных частях островных дуг. Очевидно, глубина образования позднепалеозойско-мезозойских очагов базальтовой магмы на п-ове Тайгонос была тогда такой же, как и в четвертичном периоде во фронтальных частях островных дуг, т.е. относительно небольшой, а сама базальтовая магма относилась к толеитовому типу. Палеогеновые же базальты, для которых $\theta = 28,7$, образовались из несколько более щелочной базальтовой магмы, возникшей на большей глубине.

К сожалению, недостаточное количество материала по Вискитунской и Нейнегской структурно-фациальным подзонам Южно-Тайгоносского антиклинория не позволило нам провести подробное сравнение петрохимических особенностей вулканических пород одновозрастных вулканических формаций Северо-Тайгоносского синклинория и Южно-Тайгоносского антиклинория.

Подводя итог описанию петрохимических особенностей эффузивных пород геосинклинального и орогенного комплексов Тайгоносской геосинклинальной зоны, можно сделать следующие выводы:

1. Вулканическая провинция Тайгоносской геосинклинальной зоны в целом относится к нормальному щелочноземельному типу Тихоокеанской ассоциации, по А.Н.Заваришкому.

2. Источником магм, породивших породы геосинклинальных и орогенных вулканических формаций основного и среднего состава, были подкоровые базальтовые магматические расплавы толеитового, реже – известково-щелочного типов. Кислые вулканы орогенной липарито-дацитовой формации (вавачунская свита) образовались, по-видимому, из кислой внутрикоровой магмы. Палеогеновые базальты возникли из подкоровой оливин-базальтовой магмы.

3. При движении вкостр простиранья структур полуострова с северо-запада на юго-восток, т.е. от материка к океану, наблюдается постепенный переход от вулканических пород более калиевых к существенно натриевым.

4. По соотношению щелочных окислов породы Тайгоносской вулканической провинции относятся к окраинно-материковому типу.

ИНТРУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ

Авековская группа интрузий

Для интрузий Авековской группы имеется 16 полных силикатных химических анализов (табл. II). Содержание SiO_2 в гранитоидах группы меняется от 67,2 в гранодиоритах до 75,02–75,54% в аляскитовых гранитах. Положение точек на треугольной вариационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ (рис. 48) показывает, что гранитоиды этой группы интрузий отличаются повышенной ролью в их составе щелочных окислов и пониженной – окиси кальция, причем в ходе эволюции магматического расплава рост суммы щелочей шел преимущественно за счет увеличения количества окиси калия. Он сопровождался уменьшением суммы железистых окислов при очень незначительном уменьшении содержания окиси магния. В этом отношении Авековские гранитоиды близки Северо-Тайгоносским гранитоидам, что хорошо иллюстрирует треугольные вариационные диаграммы ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$)– $\text{MgO}-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 49; см. рис. 52).

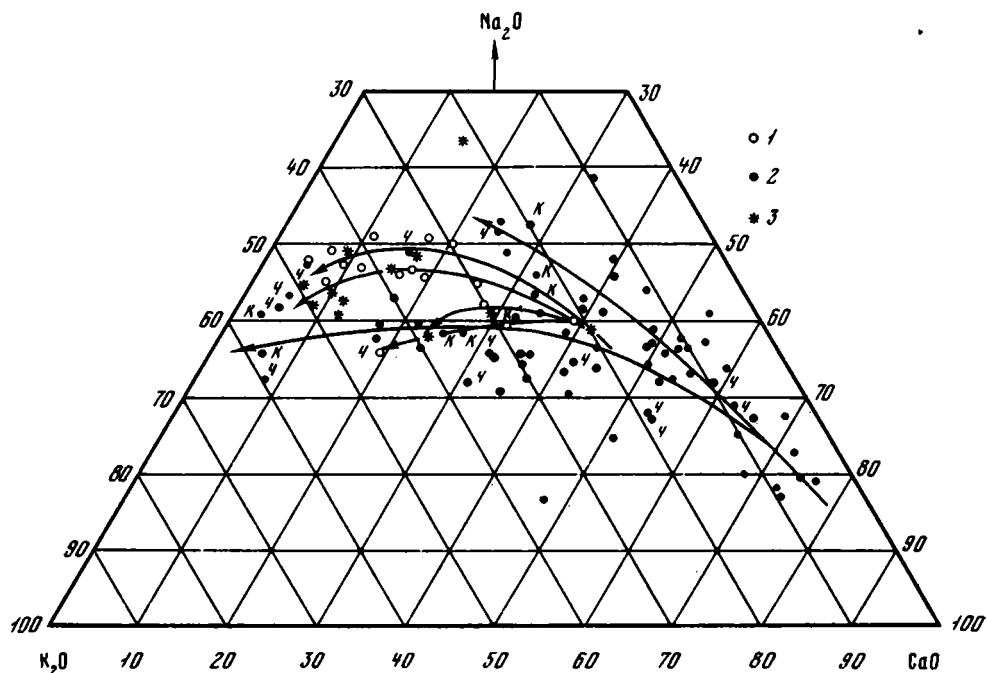


Рис. 48. Вариационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ для интрузивных пород Авековской группы (1), Северо-Тайгоносского пояса (2) и Срединской полосы (3)

Стрелками показаны пути эволюции магматических расплавов, К, Ч – интрузивные породы Калымачского и Чайбухинского массивов

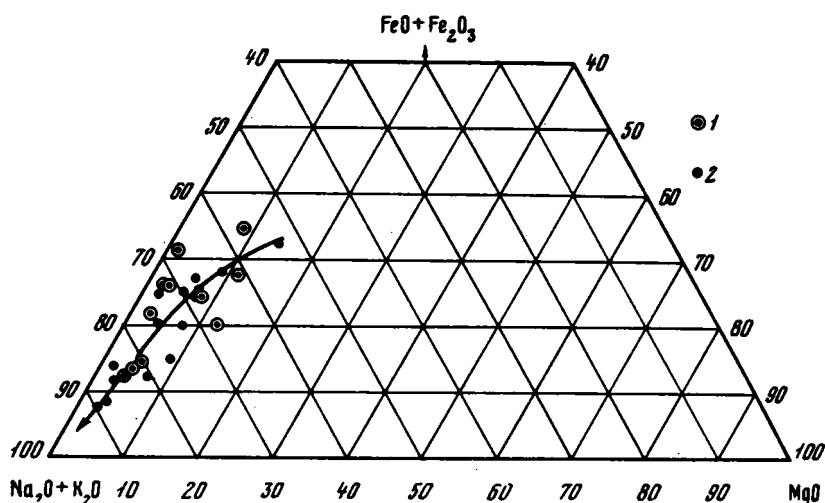
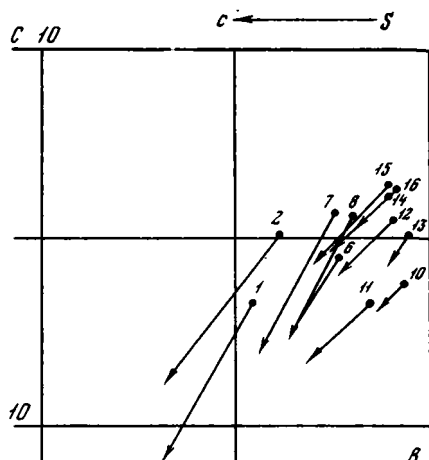


Рис. 49. Вариационная диаграмма $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)-\text{MgO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ для гранитоидов Срединской полосы (1) и Авековской группы (2)

Стрелкой показан путь эволюции пород

Рис. 50. Петрохимическая диаграмма гранитоидов Авековской группы

Номера точек на диаграмме соответствуют номерам точек в табл. II



Особенности химизма гранитоидов Авековской группы иллюстрируются также диаграммой А.Н.Заварицкого (рис. 50). В правой части диаграммы фигуративные точки, отвечающие гранодиоритам, гранитам (преобладают) и аляскиновым гранитам, образуют один сближенный рой в пределах значений параметра "b" от 6,6 до 3,5 и параметра "a" от 11,7 до 15,4. Все точки расположены между вариационными линиями 1 (тип Пеле – Лассен-Пик) и 2 (тип Электрик-Пик), т.е. породы относятся к щелочноземельному типу Тихоокеанской ассоциации. Все породы пересыщены кремнеземом и глиноземом и богаты щелочами при выраженной натровой специализации: величина параметра "n" меняется в них от 55 до 79 с преобладанием значений от 60 до 67.

Северо-Тайгоносский интрузивный пояс

Петрохимические особенности интрузивных пород Северо-Тайгоносского пояса рассматриваются отдельно для группы небольших по площади основных тел и более крупных габбро-диорит-плагиигранитных интрузий, образующих два обособленных пояса, на основании 72 полных силикатных химических анализов, из которых 15 анализов приходится на интрузивные тела основного состава, остальные распределяются между 13 интрузивными массивами (табл. III).

По классификации Пиккока, породы пояса относятся к известково-щелочному классу; щелочно-известковый индекс Пиккока для них равен 58,0 (рис. 51, 2).

В группе основных интрузий самые основные породы – кортландиты, габбро – содержат 44,24–49,76% SiO_2 , самые кислые – кварцевые диориты – до 61,4% SiO_2 ; преобладают габбро. Все породы группы отличаются тем, что в сумме щелочных окислов окись натрия в 1,5–6 раз преобладает над окисью калия (см. рис. 48). Содержание окиси калия во всех породах группы незначительно (6–12% от общей суммы известково-щелочных окислов). Количество же окиси натрия для пород близкой основности резко меняется и составляет от 20 до 60% той же суммы известково-щелочных окислов. Вследствие этого среди пород группы выделяются относительно более калиевые (кортландит, габбро, долерит, габбро-диорит, габбро-диабаз) и более натриевые разновидности (габбро, габбро-диорит, кварцевый диорит).

Разброс точек на треугольной вариационной диаграмме $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 52) наглядно показывает, что все рассмотренные породы характеризуются резким преобладанием в их составе суммы железисто-магнезиальных окислов над суммой щелочных окислов. В группе железисто-магнезиальных окислов наблюдаются незначительные изменения в их содержании при переходе от породы к породе.

Породы габбро-диорит-гранитного ряда характеризуются содержанием SiO_2 от 43,97–53,16% в габброидах Чайбухского массива до 76,53% в субщелочных аляскитовых гранитах Калымачского массива. Большинство проанализи-

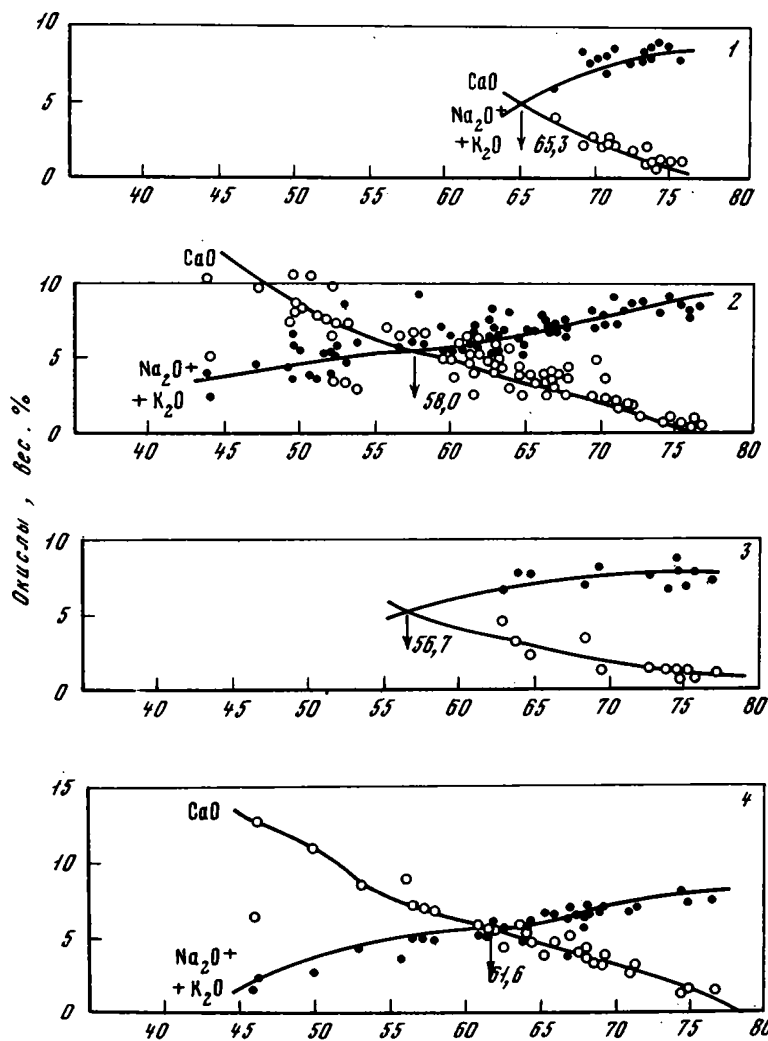
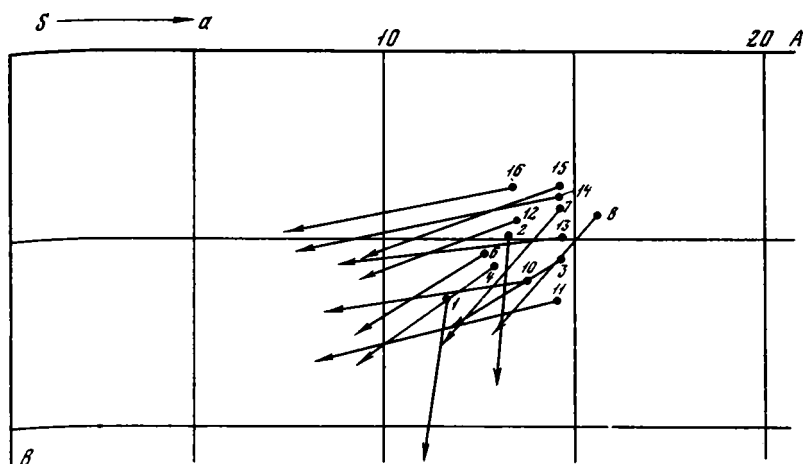


Рис. 51. Вариационная диаграмма $\text{CaO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ для интрузивных пород Авековской группы (1), Северо-Тайгонесского интрузивного пояса (2), Срединной полосы (3), Южно-Тайгонесского пояса интрузивных и метаморфических пород (4)

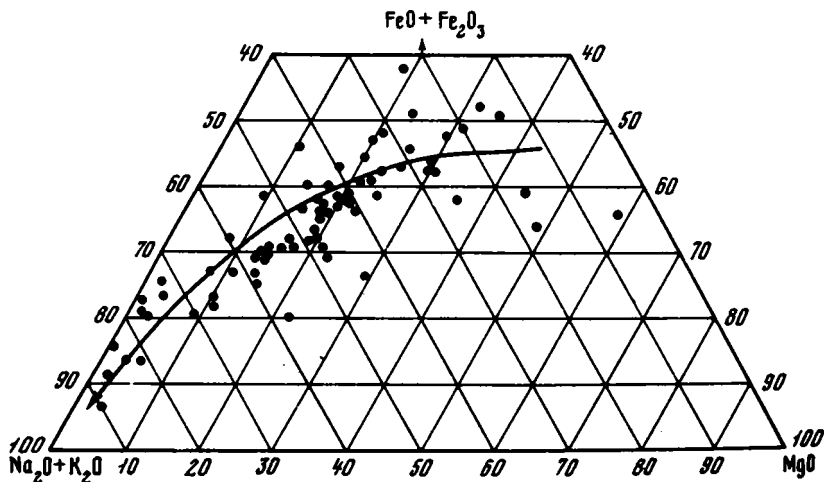


Рис. 52. Вариационная диаграмма $(\text{Fe}+\text{Fe}_2\text{O}_3)\text{--MgO--}(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ для интрузивных пород Северо-Тайгоносского пояса
Стрелкой показан путь эволюции пород

рованных пород относится к средним и умеренно кислым разностям (кварцевые диориты, гранодиориты, кварцевые монзониты с содержанием SiO_2 от 56,58, табл. III, 17, до 69,92% в гранодиорите Инчикского массива, табл. III, 60). С ходом дифференциации магмы содержание щелочей в породах, образующихся на каждом более позднем ее этапе, резко увеличивается. Если в габброидах Чайбухинского массива сумма щелочных окислов в весовых процентах составляет 4,4–5,08, то в гранитах и аляскитовых гранитах Чайбухинского и Калымачского массивов она увеличивается до 7,9–8,8. В породах, образовавшихся на ранних стадиях дифференциации магмы, в группе щелочных окислов количество окиси натрия в 3 раза превышает содержание окиси калия. В более поздних средних и средне-кислых продуктах дифференциации магмы в Чайбухинском массиве увеличение общей суммы щелочей идет почти исключительно за счет роста содержания окиси калия при относительно незначительном увеличении содержания окиси натрия. Наконец, в продуктах заключительного этапа дифференциации магмы Чайбухинского массива – гранитах и аляскитовых гранитах – сумма щелочных окислов сначала увеличивается за счет окиси натрия и затем – за счет резкого увеличения содержания окиси калия при уменьшении количества окиси натрия.

Таким образом, среди пород, слагающих Чайбухинский массив, преобладают продукты калиевого ряда дифференциации магмы при наличии и натриевых преимущественно основных пород.

Набор пород Калымачского массива, представленный исключительно гранитоидами, относится к продуктам калиевой ветви развития магматического очага, рост щелочей в них с увеличением кислотности идет исключительно за счет увеличения содержания окиси калия при уменьшении содержания окиси натрия. Следует, однако, отметить, что наиболее основные породы массива: кварцевые диориты, гранодиориты – характеризуются преобладанием в 2,5–3 раза окиси натрия над окисью калия и должны быть отнесены к натриевым породам.

Для других гранитоидных массивов имеются единичные анализы пород, относящиеся как к калиевому, так и натриевому рядам дифференциации магмы.

Таким образом, в целом для гранитоидных массивов Северо-Тайгоносского пояса характерно наличие пород как калиевого, так и натриевого ряда, с преобладанием первых.

Характер распределения точек на треугольной вариационной диаграмме $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)\text{--MgO--}(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (см. рис. 52) показывает, что с увеличением

ем кислотности пород от габбро, диоритов и кварцевых диоритов в сторону гранитов и аляскитовых гранитов сначала железисто-магнезиальные окислы преобладали над щелочными. В первой сумме железистые окислы преобладали над окисью магния. Далее в группе гранодиоритов сумма щелочных окислов сначала становится равной сумме железисто-магнезиальных окислов, а затем начинает превышать ее; при этом содержание как окислов железа, так и окиси магния постепенно снижается. Наконец, в гранитоидах, субщелочных и аляскитовых гранитах содержание железистых окислов падает до 25–5%, окиси магния – до нескольких процентов, а сумма щелочей увеличивается до 65–90%.

Петрохимические особенности интрузивных пород Северо-Тайгонесского пояса иллюстрируются также диаграммой А.Н.Заварицкого (рис. 53). В правой части диаграммы все фигуративные точки расположены между вариационными линиями 1 и 3, т.е. рассматриваемые породы относятся к нормальному щелочноземельному типу Тихоокеанской ассоциации. Точки, соответствующие основным породам (габбро, габбро-диориты), находятся в нижней части диаграммы в интервале значений параметра "b" от 38,4 до 18,4 (исключение составляет обр. 9). Они образуют рой, несколько оторванный от роя точек средних и кислых пород.

Средние и кислые породы довольно равномерно распределены в интервале значений параметра "b" от 16,9 до 2,5. При увеличении кислотности и щелочности пород точки на диаграмме постепенно передвигаются вверх и вправо. Однако величина параметра "a" в самых кислых породах не превышает 15,4. Большую роль играют породы, пересыщенные глиноземом. Для кислых разностей характерна пересыщенность кремнеземом. Диориты, кварцевые диориты и монзониты, дающие на диаграмме довольно значительный разброс точек, являются, по-видимому, гибридными образованиями.

Особо следует остановиться на величине параметра "n" пород. Выше уже говорилось, что основные породы пояса являются преимущественно натриевыми, для них величина "n" меняется от 62,7 до 92,8 и отражает значительное преобладание в сумме щелочных окислов окиси натрия над окисью калия. В группе диоритов – гранодиоритов величина параметра "n" меняется от 40,3 (один анализ) через 57–58 (три анализа) до 92,5 (один анализ); преобладают цифры 60–80 (31 анализ), т.е. это группа пород существенно натриевых. Для гранитов – субщелочных гранитов величина параметра "n" меняется от 45 до 77,6 с преобладанием цифр в пределах 50–59, что отражает повышение калиевого содержания этих пород по сравнению с диоритами – гранодиоритами. В целом породы Северо-Тайгонесского интрузивного пояса являются более натриевыми по сравнению с интрузиями Авековской группы.

С помощью методики, предложенной А.Миасиро (Mijashiro, 1974), выявлено, что породы Северо-Тайгонесского интрузивного пояса – это производные преимущественно известково-щелочных магм при резко подчиненной роли в их составе продуктов голеитовых магм (рис. 54).

Петрохимические особенности гранитоидов Средининской группы, входящей в состав Северо-Тайгонесского пояса, рассматриваются на основании 12 полных силикатных химических анализов (табл. IV, 1–12). Все породы группы относятся, по-видимому, к известково-щелочной группе, по классификации Пикона (щелочно-известковый индекс $\approx 56,7$; см. рис. 51, 3). Содержание SiO_2 меняется от 63,25–69,62 в граносиенитах до 77,06% в аляскитовых гранитах. Положение точек на треугольной вариационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ (см. рис. 48) показывает, что по содержанию щелочей гранитоиды группы занимают как бы промежуточное положение между гранитоидами авековской и северо-тайгонесской групп. Они содержат меньше окиси натрия и больше окиси калия по сравнению с авековскими породами, но больше натрия и меньше калия, чем самые кислые гранитоиды Северо-Тайгонесского пояса. По-видимому, они являются продуктами боковой ветви дифференциации магмы, породившей гранитоиды Северо-Тайгонесского пояса, которая появилась тогда, когда образовывались гранодиориты – кварцевые монзониты основной ветви. Та же диаграмма по-

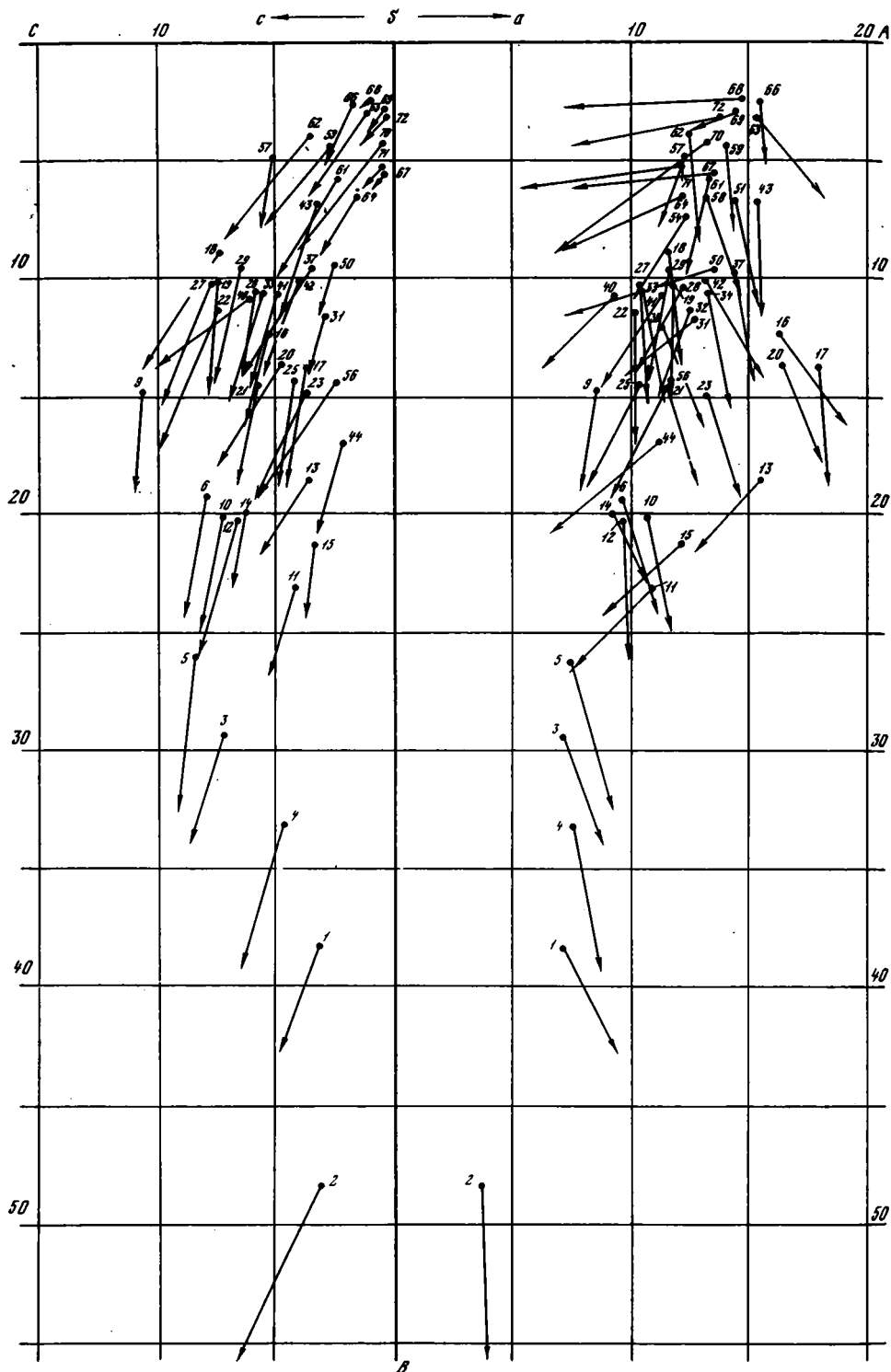


Рис. 53. Петрохимическая диаграмма интрузивных пород Северо-Тайгоносского пояса

Номера точек на диаграмме соответствуют номерам точек в табл. III

Рис. 54. Диаграмма соотношений известково-щелочной и толеитовой серий для интрузивных пород Северо-Тайгоносского (1) и Южно-Тайгоносского (2) интрузивных поясов

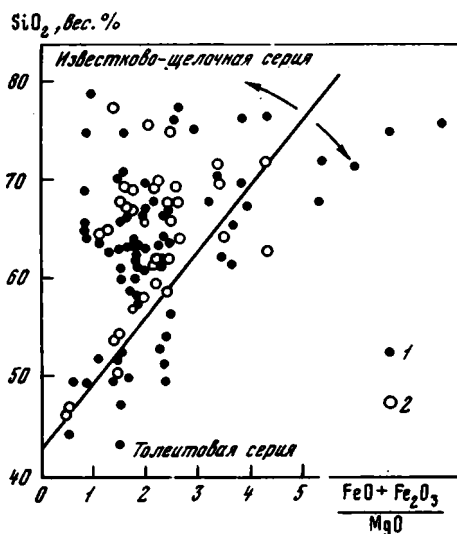
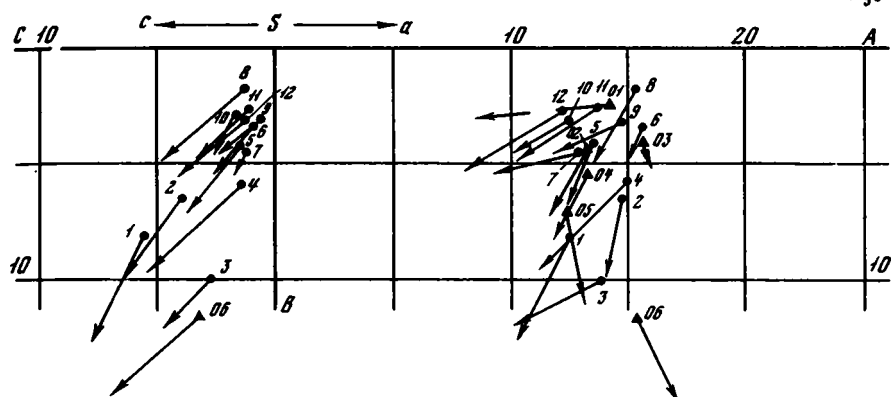


Рис. 55. Петрохимическая диаграмма гранитоидов Среднинской группы. Средние типы пород, по Дэли: 01 – аляскит, 02 – докембрийский гранит, 03 – щелочной гранит, 04 – гранит всех периодов, 05 – гранодиорит, 06 – сиенит. Номера точек на диаграмме соответствуют номерам точек в табл. IV



казывает, что в одном и том же гранитоидном массиве могут одновременно присутствовать гранитоиды близкой основности, относящиеся к разным (кальево- и натриево-) рядам.

По поведению железисто-магнезиальных окислов и их соотношению со щелочными в процессе перехода от более основных к более кислым членам группы среднинские гранитоиды не отличаются от авековских и северо-тайгоносских и тоже характеризуются преобладанием щелочных окислов над железисто-магнезиальными и уменьшением содержания железистых и магнезиальных окислов в процессе эволюции магмы (см. рис. 49).

На диаграмме А.Н.Заварицкого (рис. 55) видно, что породы этой группы относятся к щелочноземельному типу, отличаются пересыщенностью кремнеземом и глиноземом. По положению фигуративных точек в правой части диаграммы гранитоиды Среднинской группы не отличаются от кислых гранитоидов Северо-Тайгоносского пояса, что также подтверждает их генетическое родство. Величина параметра "n" пород группы меняется от 56,0 до 81,7, т.е. гранитоиды отличаются существенно натриевой специализацией.

Южно-Тайгоносский пояс интрузивных и метаморфических пород

Петрохимические особенности пород Южно-Тайгоносского интрузивного пояса рассматриваются на основании 32 полных силикатных химических анализов, охватывающих породы основного, среднего и кислого состава, слагающие Восточно-Тайгоносский массив (табл. V). Щелочно-известковый индекс Пикко равен для них 61,65, т.е. породы массива, по классификации Пикко, относятся

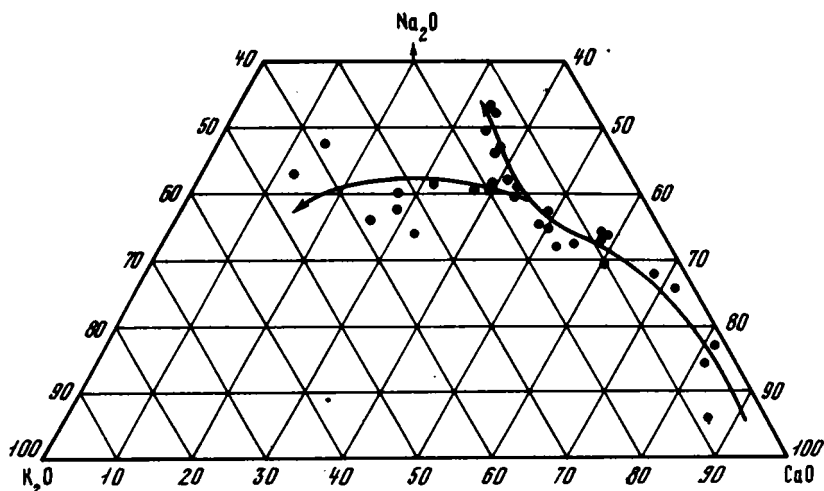


Рис. 56. Вариационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ для интрузивных пород Южно-Тайгоносского пояса. Стрелкой показан путь эволюции магматического расплава

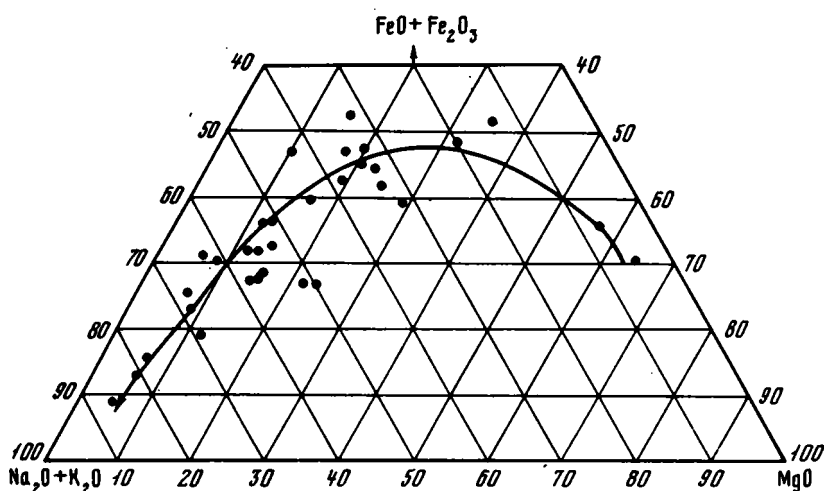


Рис. 57. Вариационная диаграмма $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)-\text{MgO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ для интрузивных пород Южно-Тайгоносского пояса. Стрелкой показан путь эволюции пород

ся уже к известковой серии пород или, вернее, расположены на самой границе известково-щелочной и известковой серии (см. рис. 51, 4).

Содержание SiO_2 в породах пояса изменяется от 46,14 в роговообманковом перидотите и 46,54 в габбро до 76,69% в гранитах. Преобладают породы с содержанием SiO_2 61–69% (диориты, гоналиты, гранодиориты).

В ходе эволюции расплава, давшего все разнообразие пород пояса, наметились две ветви дифференциации магмы (рис. 56): главная – натриевая и второстепенная – калиевая. При увеличении кислотности пород первой ветви от габбро к плагиигранитам происходит увеличение суммы щелочных окислов почти исключительно за счет увеличения количества окиси натрия при значительно меньшем увеличении количества окиси калия. В ходе эволюции калиевой ветви наблюдается резкое увеличение количества окиси калия, а содержание окиси натрия по сравнению с темпом роста окиси калия меняется незначительно то в сторону увеличения его количества, то в сторону уменьшения.

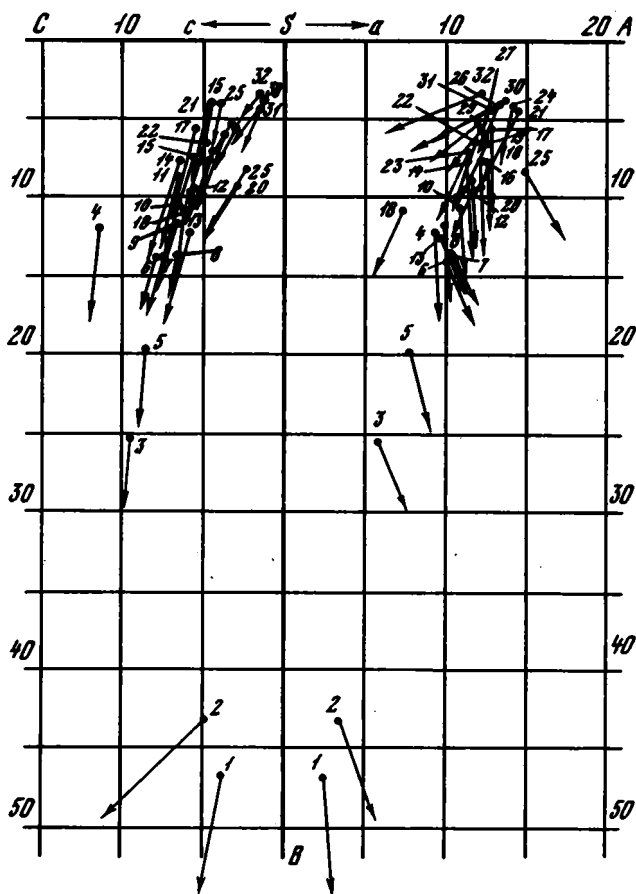


Рис. 58. Петрохимическая диаграмма интрузивных пород Южно-Тайгонского пояса

Номера точек на диаграмме соответствуют номерам точек в табл. V

Положение фигуративных точек на треугольной вариационной диаграмме $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 57) дает наглядное представление о характере изменения содержания железисто-магнезиальных окислов и их соотношения со щелочными окислами в ходе дифференциации магмы. Наиболее основные члены этого ряда пород, относящиеся к группе габбро, имеют повышенное содержание окиси магния — около 60%, значительно превышающее сумму железистых окислов. Общая сумма железисто-магнезиальных окислов значительно превышает сумму щелочных окислов. Породы, относящиеся к группе кварцевого габбро и габбро-диорита, характеризуются значительным — до 30% — понижением содержания окиси магния и увеличением содержания суммы железистых окислов до 50%. Сумма щелочных окислов при этом увеличивается лишь на 10%. В дальнейшем ходе эволюции магмы, когда появляются диориты, кварцевые диориты, гоналиты, сумма железистых окислов уменьшается на 15–10% и составляет 54–40%; содержание окиси магния падает до 28–10, а сумма щелочных окислов постепенно растет от 20 до 45%. Далее появляются кварцевые монцититы и гранодиориты. Содержание суммы щелочей увеличивается до 70, сумма железисто-магнезиальных окислов падает до 30%, причем на окись магния приходится 10–15, на сумму железистых окислов — 35–22%. На заключительных этапах дифференциации магмы появляются плагиограниты и граниты, отличающиеся резким преобладанием суммы щелочных окислов (78–88%) над железисто-магнезиальными. Уменьшение последней суммы происходит за счет резкого сокращения суммы железистых окислов при неизменном содержании окиси магния (около 10%).

На диаграмме, построенной по методу А.Н.Заварицкого (рис. 58), фигуративные точки в правой части диаграммы расположены между вариационными линиями 1 и 3 (типы Пеле – Лассен-Пик и Йеллоустонского парка). Точки, отвечающие диоритам, кварцевым диоритам, тоналитам, гранодиоритам, кварцевым монзонитам, плагиогранитам и гранитам, равномерно распределены в верхней части диаграммы в интервале значений параметра "b" от 13,8 до 3,4. Параметр "a" в кислых разностях не превышает величины 14,9. Значительная часть пород отличается пересыщенностью глиноземом. В группе щелочей натрий резко преобладает над калием, но все же с увеличением кислотности пород величина параметра "n" несколько падает. В целом же она меняется от 50,9 до 94,6 (преобладают величины от 70 до 87), что подчеркивает существенно натриевый характер пород, значительно более сильно выраженный, чем в породах Северо-Тайгоносского интрузивного пояса.

Как и породы Северо-Тайгоносского интрузивного пояса, интрузивные породы Южно-Тайгоносского пояса относятся преимущественно к известково-щелочной серии при резко подчиненной роли в их составе продуктов толеитовой серии (см. рис. 54).

Таким образом, зональное, поясное расположение интрузивных пород на п-ове Тайгонос подчеркивается и петрохимической зональностью интрузий, относящихся к разным интрузивным поясам. Выше уже говорилось, что в одних и тех же интрузивных массивах всех интрузивных поясов полуострова встречаются интрузивные породы близкой основности, относящиеся как к калиевому, так и натриевому рядам дифференциации магмы. Зональность же выражена в том, что интрузии Южно-Тайгоносского пояса являются более глубинными существенно натриевыми, а интрузии Северо-Тайгоносского пояса – менее глубинными и более калиевыми. Интрузии Срединской группы занимают в этом латеральном ряду промежуточное положение. Наиболее калиевые интрузии Авековской группы, расположенные непосредственно к северу от северо-западного борта Северо-Тайгоносского синклинория, описаны здесь для сравнения и не имеют прямого отношения к Тайгоносской геосинклинальной зоне.

Источниками, давшими все разнообразие интрузивных пород полуострова, относящихся к габбро-диорит-гранитной группе интрузивных формаций, по Ю.А.Кузнецову (1964), были, по-видимому, в основном магматические очаги, возникшие в осадочно-метаморфической оболочке на орогенном этапе развития Тайгоносской геосинклинальной зоны. Следует, однако, отметить, что небольшие по площади интрузии основного состава Северо-Тайгоносского пояса являются, по-видимому, производными тех же подкоровых базальтовых магм, которые были источниками орогенных вулканических формаций основного и среднего состава (Штейнберг и др., 1971; Виноградов, 1971).

Таким образом, все вулканические и интрузивные формации п-ова Тайгонос относятся к щелочноземельному типу Тихоокеанской ассоциации, по А.Н.Заварицкому. И для тех, и для других характерно зональное распространение, выражающееся в приуроченности к разным крупным тектоническим структурам первого порядка. Эта зональность подчеркивается и петрохимической зональностью, выражающейся в увеличении "натриевости" вулканических и интрузивных пород при движении вкост простирания структур полуострова с северо-запада на юго-восток, т.е. в сторону океана.

Коротко остановимся на вопросе о комагматичности эффузивных и интрузивных пород п-ова Тайгонос. Впервые генетическое единство вулканических и плутонических формаций Охотско-Чукотского вулканического пояса подчеркнул в целом ряде работ Е.К.Устиев (1963а, б, 1966). На этом вопросе неоднократно останавливались И.М.Сперанская (1962а-в, 1963 а-г и др.), В.Ф.Белый и др. (1965) и многие другие исследователи пояса.

Эффузивы геосинклинального комплекса на п-ове Тайгонос не сопровождаются одновозрастными интрузиями. Поэтому можно сравнивать эффузивы оро-

генного комплекса с близкими им по возрасту интрузивными породами всех интрузивных поясов полуострова. По-видимому, можно говорить о комагматичности небольших по площади основных интрузий Северо-Тайгоносского пояса и эффузивов гырьянгинской и, возможно, теланской свит. Вероятно, основные интрузии являются "корнями" излияния этих эффузивов, с которыми их сближает петрографический и химический состав, общность петрохимических характеристик и близкое площадное распространение. Для всех кислых вулканитов вавачунской свиты нетрудно найти петрографические и петрохимические эквиваленты среди гранитоидов Северо-Тайгоносского интрузивного пояса и Среднинской группы. По-видимому, комагматичны верхнеюрские эффузивы Нейнегской структурно-фациальной подзоны и гранитоиды Южно-Тайгоносского интрузивного пояса.

Несмотря на недостаточность материала, вероятно, можно говорить о генетическом единстве вулканических и интрузивных формаций поздней юры-раннего мела на п-ове Тайгонос и связи их с единым первичным подкоровым источником.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР П-ОВА ТАЙГОНОС

В истории развития основных тектонических структур п-ова Тайгонос выделяется несколько этапов: докембрийский, рифейско-позднепалеозойский, позднепермско-средневожжский, поздневожжско-альбский, палеогеновый и неоген-четвертичный.

Докембрийский этап. Докембрийская история северной части п-ова Тайгонос (Тайгоносского блока), сложенной кристаллическими породами докембрия, может быть описана лишь схематично. Литологическое сходство метаморфических пород авековского комплекса с докембрийскими породами Омолонского массива и территориальная близость Омолонского массива и Тайгоносского блока позволяют высказать далеко не новое предположение о том, что в докембрии эти массивы составляли единую структуру, прогибавшуюся и заполнявшуюся преимущественно основными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, за счет которых позже в результате складчатости и процессов глубинного метаморфизма, гранитизации и мигматизации сформировались породы кристаллического комплекса. М.Л. Гельман и М.И. Терехов (1968, 1973) полагают, что часть архейских пород Омолонского массива образовалась при деэклогитизации роговообманковых эклогитов. Если это допущение верно, то отсюда следует, по их мнению, вывод, что заложение и развитие архейских "геосинклинальных" трогов, по-видимому, произошло на тонкой коре океанического типа. На территории Омолонского массива и Тайгоносского блока не установлены отложения раннего-среднего протерозоя. По-видимому, это свидетельствует о том, что к этому времени и в течение всей последующей геологической истории Омолонско-Тайгоносский массив представлял собой приподнятую относительно окружающих геосинклинальных территорий структуру, оказывавшую влияние на размещение более молодых геосинклинальных прогибов и литологический состав выполнявших их осадков. Однако, как указывает М.И. Терехов (1971), к этому времени Омолонский массив полностью еще не стабилизировался и достаточно чутко реагировал на тектонические движения в соседних районах, где, скорее всего, продолжал существовать геосинклинальный режим.

По геофизическим данным, докембрийский авековский кристаллический комплекс подстилает структуры северного борта Северо-Тайгоносского синклинария и выклинивается приблизительно на широте северного ограничения Вискичунской грабен-синклинали. Вероятно, где-то здесь в докембрии находился край материка, а далее к югу (?) и юго-востоку — океан. Подтверждением этого вывода могут служить выходы докембрийско-раннепалеозойского меланократового фундамента в основании геосинклинальных структур Таловско-Майнской складчатой зоны, расположенной юго-восточнее описываемой территории (Заборовская, Некрасов, 1974, 1977).

Рифейско-позднепалеозойский этап. Геологических сведений об этом этапе развития Тайгоносского блока мало. К северо-востоку от полуострова, в среднем течении р. Парени, З.А. Абдрахимов в 1956 г. обнаружил терригенно-карбонатную рифейско-вендскую толщу (700-1000 м) с остатками

строматолитов типа *Collenia*. К раннепалеозойским условно отнесены терригенно-карбонатные отложения (1800 м), описанные Н.А. Леоненко с соавторами в 1969 г. на п-ове Вархалам. Эти рифейско-нижнепалеозойские отложения, по мнению автора, составляют чехол Тайгоносского блока и сформировались в неглубоком морском бассейне на докембрийском кристаллическом основании. По данным М.И. Терехова (1971), аналогичные условия существовали в это время и на Омолонском массиве, где отложились рифейско-ордовикские терригенно-карбонатные толщи, которые он относит к промежуточному типу между типично платформенными и типично геосинклинальными образованиями. В конце ордовика или начале силура (Терехов, 1971) произошло общее поднятие территории Омолоно-Тайгоносского массива, которое сопровождалось складчатыми движениями. Кристаллические толщи фундамента массива реагировали на эти движения расколами, перемещениями блоков и образованием простых складок в рифейско-нижнепалеозойских отложениях. На Омолонском массиве с этими движениями причинно связано внедрение крупных раннепалеозойских гранитоидных интрузий. На территории Тайгоносского блока гранитоиды этого возраста пока не установлены. К началу среднего палеозоя в результате общего поднятия территории и дифференциальных блоковых движений на Омолоно-Тайгоносском массиве были выведены на дневную поверхность крупные блоки архейских кристаллических пород и рифейско-нижнепалеозойских отложений, представлявшие впоследствии обломочный материал в окружающие геосинклинальные прогибы. Именно к этому времени, по-видимому, произошло обособление Тайгоносского блока в самостоятельную структуру.

Палеозойская история остальной территории п-ова Тайгонос вырисовывается в следующем виде. В раннем палеозое на границе докембрийского материка и океана, на гетерогенном сложного строения фундаменте начала развиваться Тайгоносско-Западно-Корякская геосинклинальная система, внутреннюю часть которой составлял Тайгоносский геосинклинальный прогиб. Северо-западный борт его заложился на южном краю Тайгоносского блока, который под влиянием активных тектонических движений подвергся сильному раздроблению и опусканию. Не исключено, что произошло частичное "раздвигание" блоков кристаллического фундамента. Во всяком случае разломы, раздробившие кристаллический фундамент, имели глубинный характер и достигали, по-видимому, верхней мантии. Вопрос о фундаменте юго-восточной части Тайгоносского геосинклинального прогиба проблематичен. Однако исходя из того, что в пределах расположенного к юго-востоку от п-ова Тайгонос Таловско-Майнского поднятия развиты эвгеосинклинальные спилито-диабазовая ордовикская и известково-кремнисто-сланцевая раннесилурийская формации, залегающие на докембрийско-раннепалеозойском меланократовом фундаменте (Некрасов, 1972, 1976; Заберовская, Некрасов, 1974, 1977), можно допустить, что на этом же докембрийско-раннепалеозойском меланократовом океаническом фундаменте заложилась юго-восточная часть Тайгоносского геосинклинального прогиба. Этому выводу не противоречат геофизические данные о строении рассматриваемой территории.

На ранней (океанической, по А.В. Пейве и др., 1972) стадии развития Тайгоносского геосинклинального прогиба в северо-западной его части в глубоководных условиях по трещинам и расколам фундамента изливалась магма основного и среднего состава и шел процесс очень медленной седиментации терригенных и кремнисто-терригенных осадков. В результате в раннем (?)—позднем палеозое здесь образовались контрастная спилито-кератофировая (1300–1600 м) и кремнисто-сланцевая (800–1050 м) формации верхнепалеозойской толщи. В это же время юго-восточнее, на территории будущего Южно-Тайгоносского геосинклинального поднятия, в спокойном морском бассейне шло накопление осадков кремнисто-известково-терригенной формации (2700 м) раннекаменноугольного возраста, замешавшей в латеральном направлении спилито-кератофировую и кремнисто-сланцевую формации. Так как по мощности эти формации соизмеримы, следует полагать, что в это время Тайгоносский геосинклинальный прогиб еще не был расчленен на отдельные прогибы и поднятия.

Для сравнения следует отметить, что к северу от рассматриваемой территории, на Тайгоносском блоке, в среднем палеозое осадконакопления не происходило, а на Омолонском массиве формировался сложно построенный осадочно-вулканогенный чехол (девон – нижний карбон). На территории разделявшей эти массивы Гижигинской геосинклинальной зоны в раннем – среднем палеозое, по-видимому, откладывались сложно сочетавшиеся друг с другом геосинклинальные карбонатно-терригенные, терригенные и кремнисто-вулканогенные формации (Терехов, 1971). К юго-востоку от п-ова Тайгонос, на месте будущего Таловско-Майнского антиклинория, в раннем карбоне накапливались породы кремнисто-известково-терригенной флишидной (500 м) и континентальной терригенной молассовой (1000 м) формаций.

Позднепермско-средневолжский этап. В позднем палеозое Тайгоносский геосинклинальный прогиб вступил в переходную, по А.В. Пейве с соавторами (1972), стадию развития. К началу позднепермской эпохи в результате дифференциальных тектонических движений произошло обособление Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба и Южно-Тайгоносского геосинклинального поднятия, что в последующей геологической истории нашло отражение в характере образовавшихся в этих структурах формаций и их мощностях. Вероятно, именно в это время возникла Вискичунская шовная зона разломов, имевшая форму крутого уступа, разграничивавшего эти две крупные структурно-фациальные зоны первого порядка.

Северо-Тайгоносский геосинклинальный прогиб на протяжении позднепермской эпохи-ранней половины волжского века постепенно заполнился осадочными и вулканогенными породами парагенетически связанных друг с другом андезитовой и вулканогенно-обломочных и вулканомиктовых терригенных формаций, закономерно повторяющихся в разрезе 4 раза. Выделяются четыре цикла осадконакопления: позднепалеозойский, в течение которого образовались вулканогенно-обломочная песчано-глинисто-сланцевая (4550–4760 м) и андезитовая (1000–1500 м) формации; триасово-раннеюрский – вулканомиктовая терригенная (около 1300 м), вулканогенно-обломочная песчаниковая (около 1250 м) и андезитовая (800–1000 м) формации; среднеюрский – раннеоксфордский – вулканогенно-обломочная песчано-алевропито-глинисто-сланцевая (2400 м) и андезитовая (1200 м) формации; позднеюрский – вулканогенно-обломочная песчано-глинисто-сланцевая (среднииская свита, 1100–1400 м) и андезитовая (гьрьянгинская свита, 850–1300 м) формации.

Каждый цикл осадконакопления начинается вулканогенно-обломочной или вулканомиктовой терригенной формацией, сложенной вулканомиктовыми терригенными или вулканогенно-обломочными породами, литолого-фациальные особенности которых свидетельствуют об образовании их в неглубоком морском бассейне. Обломки вулканогенных пород андезито-базальтового состава, преобладающие в обломочной части осадочных пород, могли поступать в бассейн осадконакопления только с юга, где, по-видимому, на территории Нейнегской структурно-фациальной подзоны Южно-Тайгоносского геосинклинального поднятия в позднепермскую (?) эпоху началась и продолжалась до конца позднеюрской эпохи активная вулканическая деятельность. Источником обломков кислых вулканических, метаморфических и терригенных пород могли служить размывавшиеся участки суши, расположенные на севере Тайгоноса, на территории Тайгоносского блока. Каждый цикл осадконакопления заканчивался вспяской активной вулканической деятельностью с излияниями магм и выбросами пеплов преимущественно андезито-базальтового и андезитового, реже – андезито-дацитового и дацито-липаритового состава. Продукты вулканической деятельности, начинавшейся под водой, откладывались вокруг вулканических центров, что приводило в конечном итоге к образованию вулканических островов, превращению северо-западной части геосинклинального бассейна в сушу и сокращению площади седиментации. В результате процессов седиментации, компенсировавших прогибание, к середине волжского века Северо-Тайгоносский прогиб оказался заполненным вулканогенно-осадочными породами и замкнулся.

В это же время юго-восточнее в морских и прибрежно-морских условиях в результате активной вулканической деятельности сформировалась толща вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, общая мощность которой в несколько раз меньше мощности одновозрастных толщ Северо-Тайгоносского прогиба, что указывает на образование ее на конседиментационном Южно-Тайгоносском поднятии. В южной его части – Нейнегской, начиная с поздней (?) перми и по позднюю юру включительно, в мелководном морском бассейне происходили активные излияния андезитовой магмы, что привело к образованию андезитовой формации (1500–3000 м), отличающейся от андезитовой формации Северо-Тайгоносского прогиба более сильно выраженной натровой специализацией. А на северо-западных склонах поднятия (Вискичунская подзона) в течение юрского периода шло накопление морской туфовой формации преимущественно андезитового состава, источником продуктов которой служили как местные, так и нейнегские вулканы.

Территория Гижигинской геосинклинальной зоны, расположенной к северу от Тайгоносского блока, в рассматриваемый период, по данным М.И. Терехова (1971), испытывала интенсивное прогибание с накоплением мощных толщ терригенных пород верхоянского комплекса, которые условно подразделяются на аспидную пермско-карийского возраста мощностью 4500–5000 м и флишондную норийско-рэтского – ранне-среднеюрского и частично позднеюрского возраста мощностью 2000–2500 м формации. А в пределах Северо-Западной Камчатки в это же время сформировался комплекс геосинклинальных терригенных флишондных формаций среднекаменноугольного – позднеюрского возраста.

Таким образом, в течение палеозоя произошло расчленение Тайгоносского геосинклинального прогиба на конседиментационно развивавшиеся Северо-Тайгоносский прогиб и Южно-Тайгоносское поднятие. К середине волжского века прогиб заполнился ритмично построенной многокилометровой толщей осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований, а на поднятии сформировалась вулканогенная андезитовая толща сокращенной мощности.

Поздневолжско-альбский этап. С середины волжского века начался качественно новый, орогенный этап развития территории (Моссаковский, 1965, 1968, 1969, 1970, 1972, 1973, 1975). В результате мощных тектонических движений геосинклинальный прогиб замкнулся, слагающие его осадки частично смялись в складки, произошел общий подъем территории с превращением Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба и Южно-Тайгоносского геосинклинального поднятия в растущие горные сооружения, которые сразу же начали разрушаться и поставлять обломочный материал в межгорные прогибы и впадины.

С активными сжимающего характера тектоническими движениями этого времени были связаны, по-видимому, активизация старых продольных разломов северо-восточного простирания и заложение новых разломов того же направления, разбивших начавшую консолидироваться территорию на ряд блоков, сменявшихся друг относительно друга в течение всего орогенного этапа развития района. По одному из этих разломов – Южно-Тайгоносскому надвигу, заложившемуся на юго-восточном краю Южно-Тайгоносского поднятия и впоследствии превратившемуся в надвиг, в конце поздней юры в результате процессов растяжения произошло "расползание" в стороны двух блоков с еще только начавшей формироваться "гранитной" корой. В образовавшейся впадине с обнажившейся верхней мантией возник новый Пенжинский эвгеосинклинальный прогиб, относящийся по времени замыкания к более молодой, чем Тайгоносская, складчатой зоне позднемезозойской Тайгоносско-Западно-Корякской складчатой системы (Некрасов, 1971, 1972, 1976; Заборовская, 1974; Заборовская, Некрасов, 1977).

Таким образом, середина волжского века ознаменовалась началом орогенного этапа развития Тайгоносской складчатой зоны и заложением к юго-востоку от нее нового Пенжинского эвгеосинклинального прогиба. Развитие их в течение мелового периода шло разными путями и в разной тектонической обстановке: Тайгоносской складчатой зоны – в условиях сжатия, Пенжинского

прогиба — сначала в условиях растяжения, затем — сжатия (Некрасов, 1972, 1976; Заборовская, Некрасов, 1977).

Южно-Тайгоносское поднятие к началу орогенного этапа превратилось в устойчивую положительную структуру, на территории которой уже не происходило осадконакопления.

В пределах же Северо-Тайгоносского прогиба в течение раннеорогенного периода сохранялся унаследованный от геосинклинального этапа узкий межгорный прогиб северо-восточного простирания, в котором сформировался сложно построенный фациально пестрый комплекс континентальных, прибрежно-морских и реже — морских вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций, входящих в состав внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса. В конце волжского-барриасовом веках наливались кислые лавы и образовалась липарито-дацитовая формация (1500–2000 м), в составе которой преобладают плагиолипариты, фельзиты, кислые туфы и туфы смешанного состава. Редко встречаются прослои туфогенно-осадочных пород. Эта очень пестрая по составу вулканогенная толща формировалась в наземной обстановке и в прибрежных морских лагунах вокруг вулканов центрального типа, располагавшихся цепочкой вдоль крупных разломов северо-восточного простирания.

В валанжинском веке активная вулканическая деятельность на территории прогиба продолжалась и образовалась мощная (1300–3750 м) толща серовато-зеленых и красно-бурых базальтов, доперитов, андезито-базальтов и их туфов, которым разко подчинены по мощности вулканогенные породы иного состава, в том числе и кислого. Повсеместно встречаются маломощные прослои туфогенно-осадочных пород и углистых сланцев. Эта толща относится к красноцветной андезито-базальтовой формации и накапливалась в той же обстановке, что и предыдущая.

В готерив-барремском и частично апт-альбском веках вулканическая деятельность в пределах прогиба временно ослабела, и в результате активного разрушения окружающих прогиб горных сооружений в нем сформировалась мощнейшая группа молассовых формаций, чрезвычайно пестрая по составу, сложенная рядом формаций, которые быстро выклиниваются и замещают друг друга по простиранию. На междуречье Имповеема и Вискичуна образуются туфо-терригенная (нижняя подсвита рябинкинской свиты, баррем-апт, 800–900 м), угленосная паралическая (средняя подсвита рябинкинской свиты, апт-альб, 765 м) и вулканогенно-обломочная песчано-алевролитовая (нижняя часть верхней подсвиты рябинкинской свиты, апт-альб, 1000 м) формации. Их фациальными аналогами на водоразделе рек Имповеема и Тальнавеема являются морская вулканогенно-терригенная (вануонская свита, готерив, 1250–1700 м) и туфо-терригенная (нерасчлененная рябинкинская свита, баррем-альб, 400–500 м) формации. Пестрота состава молассовых формаций указывает на разнообразие условий их образования. Грубообломочные плохо сортированные толщи накапливались у подножий растущих горных сооружений нередко в прибрежно-морских условиях. В прибрежно-морской обстановке образовалась и угленосная толща средней подсвиты рябинкинской свиты. Формирование толщ тонкообломочных туфов, туффитов и пепловых туфов нижней подсвиты рябинкинской свиты происходило в пресноводных водоемах озерного типа.

В аптском и альбском веках в связи с усилением тектонических движений вулканическая деятельность в межгорном прогибе вновь активизировалась. В юго-западной его части действовал крупный вулкан, вокруг которого накапливались продукты его деятельности, образовавшие наземную андезитовую формацию (верхняя часть верхней подсвиты рябинкинской свиты, 2000 м). Вулканогенные породы частично перекрыли, частично заместили по простиранию вулканогенно-обломочную песчано-алевролитовую формацию (нижняя часть верхней подсвиты рябинкинской свиты). В это же время вулканическая деятельность возобновлялась и в северо-восточной части прогиба, где на суше вокруг вулканов центрального типа, располагавшихся вдоль разломов северо-восточного простирания, образовались красноцветная андезито-базальтовая (шовнинская толща, 300–650 м) и андезито-дацито-липаритовая (явоямская толща, 1000–2000 м) формации.

На границе ранне- и поздне меловой эпох в связи с усилением сжимающих тектонических движений территория Тайгоносской геосинклинальной зоны оказалась охваченной процессами складчатости, в результате которой окончательно оформились орогенные структуры, а конседиментационные Северо-Тайгоносский геосинклинальный прогиб и Южно-Тайгоносское геоантиклинальное поднятие превратились соответственно в синклиорий и антиклиорий. Складчатость сопровождалась возобновлением движений по старым продольным разломам северо-восточного направления, имевшим преимущественно надвиговый и взбросовый характер, и появлением новых разломов северо-западного простирания сдвигового и сбросо-сдвигового типа, перемещения по которым превратили складчатую структуру в складчато-глыбовую.

Тектонические движения середины мелового периода сопровождались также окончательным становлением габбро-гранодиорит-гранитных интрузивных поясов, особенности состава и размещения которых свидетельствуют об их генетической связи с Южно-Тайгоносским надвигом (Некрасов, 1972, 1976; Заборовская, Некрасов, 1977). Непосредственно к надвигу приурочен самый мощный из этих поясов – Южно-Тайгоносский гранитно-метаморфический (Некрасов, 1972). При этом в висячем крыле надвига, на территории Южно-Тайгоносского антиклиория, расположен синорогенный Восточно-Тайгоносский массив, представляющий собой огромный полифациальный плутон, обладающий чертами факолиты и трещинной интрузии, в строении которого участвуют породы габбро-диорит-тоналит-гранодиорит-гранитного ряда (Некрасов, 1968). Вмещающие массив породы нижнего карбона, перми(?)–верхней юры контактово метаморфизованы в условиях амфибол-роговиковой и пироксен-роговиковой фаций контактового метаморфизма. Особенности строения массива свидетельствуют о том, что процесс дифференциации магматических масс и становления интрузий массива охватывал длительный промежуток времени, совпадавший с интенсивными складчатыми движениями. Во фронтальной части Южно-Тайгоносского надвига расположены разных размеров тектонические линзы гипербазитов, небольшие интрузии габбро и диорит-гранодиоритов и связанные с ними породы пироксен-роговиковой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций регионального и контактового метаморфизма, развивавшиеся по вмещающим интрузивные тела породам кремнисто-вулканогенных и осадочных толщ верхней юры-нижнего мела (Гельман, Некрасов, 1968; Гельман, 1973).

Второй, меньший по размерам интрузивный пояс – Северо-Тайгоносский, сложенный породами габбро-диорит-гранитного ряда, сформировался в тыловой части Южно-Тайгоносского надвига.

Интрузивные пояса Тайгоносской геосинклинальной зоны образуют латеральный ряд магматических формаций, длительно формировавшийся в большом диапазоне глубин в тесной связи с метаморфизмом. Размещение их контролируется Южно-Тайгоносским надвигом и сопряженными с ним разрывными и складчатыми структурами. Выражением этого являются приуроченность наиболее ранних глубинных и существование натровых комплексов гранитоидов Южно-Тайгоносского пояса непосредственно к плоскости надвига и постепенное удаление от него более молодых, менее глубинных и более калиевых пород Северо-Тайгоносского пояса. На основании этого можно говорить об образовании интрузивных пород Тайгоносской зоны в связи с движениями по Южно-Тайгоносскому надвигу и рассматривать этот процесс как процесс метаморфической и магматической дифференциации вещества в плоскости надвига (Некрасов, 1972, 1976; Заборовская, Некрасов, 1977).

Приуроченность эффузивов орогенного комплекса Тайгоносской зоны к тыловой части того же надвига, а также определенные черты петрохимического сходства интрузивных и близких им по возрасту вулканических пород внутренней зоны пояса позволяют в целом говорить о парагенетическом родстве гранитоидов и эффузивов, обусловленном связью с надвигом и, вероятно, общим первичным подкорovým источником вещества. Именно этот ряд вулканических и интрузивных магматических формаций позднеюрского-ранне-поздне мелового возраста, образовавшийся в раннеорогенный период (конец переходной стадии)

Тайгоносской зоны, и составляет внутреннюю зону Охотско-Чукотского вулканического пояса на п-ове Тайгос.

Одновременно с замыканием Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба под воздействием тех же мощных тектонических движений конца юры-начала раннего мела произошло замыкание Гижигинской геосинклинальной зоны юго-восточного фланга Яно-Колымских мезозойских складчатых поясов, расположенной непосредственно к северу от п-ова Тайгос, между Омономским и Тайгоносским массивами, общее поднятие ее территории и развитие складчатых процессов. В раннем и позднем мелу на складчатых структурах Гижигинской зоны в континентальной обстановке формируются вулканогенно-молассовые толщи, относящиеся к образованиям внешней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса (Анциферов, Песков, 1975). Излияния эффузивов андезитового, андезито-базальтового, дацитового и липаритового состава сопровождалось внедрением крупных гранитоидных интрузий, часто комагматических одновозрастных эффузивам и образующих вместе с ними вулканоплутонические ассоциации (Устиев, 1963а, б, 1965, 1966; Белый и др., 1965; Сперанская, 1962а-в, 1963а-г).

Раннеорогенному периоду развития Тайгоносской геосинклинальной зоны по времени соответствует геосинклинальный этап развития Пенжинского эвгеосинклинального прогиба, который заложился в конце позднеюрской эпохи во впадине с обнажившейся верхней мантией Земли, возникшей в результате процессов растяжения по Южно-Тайгоносскому разлому двух блоков с еще только начавшей формироваться "гранитной" корой. Доказательством процессов растяжения могут служить смена в юго-восточном направлении зоны мелководного осадконакопления (кремнисто-сланцевая формация, волжский ярус - валанжин, 1500-1800 м) зоной глубоководного осадконакопления (спилито-диабазовая формация, верхи волжского яруса-берриас, около 2400 м), наличие в основании разреза глубоководной зоны тектонических линз гипербазитов, эклогитов и метаморфических пород амфиболитовой и глаукофан-зеленосланцевой фаций метаморфизма и подтвержденное данными геофизики выклинивание полеозойских и мезозойских комплексов, расположенных в основании зоны мелководного осадконакопления, в сторону глубоководной зоны и др. (Некрасов, 1971, 1972, 1976; Заборовская, Некрасов, 1977).

В стадию максимального прогибания в поздней юре-берриасе в Пенжинском прогибе образовалась спилито-диабазовая формация, замещающаяся в латеральном направлении к северо-востоку спилито-кератофировой (на п-ове Елистратова), а к северо-западу - кремнисто-сланцевой формациями. Большое своеобразие спилито-диабазовой формации, в строении которой участвуют зеленоватые и темно-серые спилиты, диабазы, содержащие линзы и горизонты красных, темно-серых и зеленых яшм, радиоляриты, разнообразных кремнистых сланцев и кремнистые породы, туфы и туфогенно-осадочные породы, тесная ассоциация этих пород с разных размеров тектоническими линзами серпентинизированных гипербазитов говорят, несомненно, о том, что формация образовалась в океаническую стадию развития эвгеосинклинального прогиба (Пейве, Штрейс, и др., 1971; Пейве, Книппер и др., 1971; Пейве и др., 1972).

В следующую стадию (переходную, по Пейве и др., 1972) геосинклинальный прогиб заполнился обломочными отложениями флишовой формации (берриас-баррем, 1800-2000 м - в юго-западной части прогиба и валанжин-сенноман, 1000 м - в северо-восточной). В юго-западной части прогиба в составе флишовой формации установлены горизонты "дикого флиша", сложенного конгломератами и брекчиями из галек, валунов и разного размера глыб подстилающих пород, в том числе гипербазитов и амфиболитов, а также пород иных структурно-фациальных зон, например алевролитов с призматическими слоями пермских кольмий. Появление горизонтов "дикого флиша" и слагающих его глыб-олистолитов свидетельствует о смене условий растяжения сжатием и превращением Южно-Тайгоносского разлома в надвиг. Консидиментационные подвижки по этому надвику и обламывание края надвига в подводных условиях и привели к образованию "дикого флиша". Такой механизм образования олистостромовых горизонтов поддерживается в последнее время многими геологами

(Обуэн, 1967; Леонов, 1972; Некрасов, 1972, 1976; Пейве и др., 1972). В результате мощных тектонических движений середины мела и процессов складчатости Пенжинский эвгеосинклинальный прогиб замкнулся и вступил в орогенный этап развития, ознаменовавшийся образованием в восточной части п-ова Елистратова угленосной молассовой формации позднетурон-раннесенонского возраста.

К началу палеогенового этапа территория Тайгоносской геосинклинальной зоны превратилась в жесткую структуру и реагировала на тектонические движения в соседней Корякско-Камчатской мезозойско-кайнозойской геосинклинальной системе образованием расколов, располагавшихся независимо от более древних структур и часто достигавших больших глубин. По некоторым из них изливались оливиновая базальтовая и реже - кислая магмы, которые выполняли неровности рельефа и образовали формацию базальтов, залегающую субгоризонтально или выполняющую вулканотектонические депрессии.

С неогеновым и четвертичным этапом связаны блоковые перемещения по разломам и формирование наложенных структур, выполненных рыхлыми осадками различных генетических типов континентальных отложений.

Таким образом, в общем латеральном ряду геологических структур, составлявших в палеозое-мезозое зону перехода от континента к океану, Тайгоноская геосинклинальная зона как внутренняя зона Тайгоносско-Западно-Корякской геосинклинальной системы (Некрасов, 1972, 1976; Заборовская, 1974; Заборовская, Некрасов, 1977) занимала промежуточное положение между Яно-Кольмскими мезозоидами Северо-Востока СССР и мезозойско-кайнозойскими складчатыми структурами Корякского нагорья. Геосинклинальные прогибы Яно-Кольмской мезозойской системы заложились на гранито-гнейсовом фундаменте архейско-протерозойского (?) возраста, по-видимому в рифее (Тильман и др., 1969; Мерзляков, 1971; Мерзляков и др., 1974), а Тайгоносской геосинклинальной зоны - в раннем (?) палеозое на гетерогенном фундаменте, представленном на северо-западе архейскими гнейсами, кристаллическими сланцами и основными гранулитам, перекрытыми кремнисто-карбонатно-терригенными отложениями рифея (Геология СССР, т. XXX, 1970; Жуланова, 1974а, б), а на юго-востоке - ультрабазитами, габброидами и метаморфическими породами меланократового комплекса докембрийско-раннепалеозойского возраста. Геосинклинальный режим на территории Тайгоносской зоны продолжался дольше, чем в мезозоидах. Если большинство геосинклинальных прогибов Яно-Кольмских мезозонд замкнулось и вступило в орогенный этап развития в конце средней-первой половине поздней юры, то на территории Тайгоносской геосинклинальной зоны режим геосинклинального осадконакопления затянулся и захватил большую часть позднелюрской эпохи до середины волжского века включительно, а в расположенной юго-восточнее Пенжинской зоне он продолжался до конца раннего мела.

Возраст складчатости и становления гранитоидных поясов на территории Яно-Кольмских мезозонд средне-позднелюрский, а на территории Тайгоносской зоны - среднемеловой. Все это позволяет отнести Тайгоносскую геосинклинальную зону к поздним мезозоидам (Заборовская, 1974) и считать ее зоной ранней консолидации позднемезозойской Тайгоносско-Западно-Корякской складчатой системы, которая охватывает структуры северного Приохотья, полуостровов Кони, Пыгина, Тайгонос, Северо-Западной Камчатки и Западной Корьяки, а на востоке ограничена мезозойско-кайнозойскими структурами Корякского нагорья (Некрасов, 1972, 1976; Заборовская, Некрасов, 1977).

Из анализа истории развития Тайгоносской зоны следует также вывод, что к концу позднелюрской эпохи, в результате начавшихся орогенных движений, она превратилась в сушу, приключилась к мезозойскому континентальному блоку и, следовательно, оказалась на краю материка, в зоне с корой переходного типа, которая характеризовалась несовместным распространением "гранитного" слоя и наличием "окоп" "базальтового" слоя, а также общей меньшей мощностью по сравнению с континентальной земной корой (Марков и др.,

1967). В раннеорогенный период развития этой переходной зоны в поздней юре-альбе, в связи с движениями по Южно-Тайгоносскому надвику, возникшему на краю материка и океана в результате процессов растяжения и появления Пенжинского эвгеосинклинального прогиба, в унаследованном от геосинклинального этапа развития узком межгорном прогибе образовались вулканогенные и молассовые толщи, которые в совокупности с внедрившимися на границе раннего и позднего мела гранитоидными интрузиями составляют внутреннюю зону Охотско-Чукотского вулканического пояса на тайгоносском его отрезке. Как показано выше, эти толщи теснейшим образом связаны с подстилающими геосинклинальными отложениями исторически, структурно, петрохимически. Следовательно, для рассматриваемого отрезка пояса можно говорить о закономерном формировании его внутренней зоны в течение раннеорогенного периода развития позднемезозойской Тайгоносской геосинклинальной зоны, заложившейся и развивавшейся в зоне перехода от континента к океану на коре переходного типа, и о тесной генетической связи вулканогенно-молассовых толщ пояса с геосинклинальными образованиями поздних мезозойских эр.

СТРОЕНИЕ ВНУТРЕННЕЙ ЗОНЫ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА В БАССЕЙНЕ Р. ТАХТОЯМЫ, НА ПОЛУОСТРОВАХ КОНИ, ПЬЯГИНА, В МЕЖДУРЕЧЬЕ ОКЛАНА И АНАДЫРЯ

Для проверки выводов о строении внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса и его тектонической природе, полученных на п-ове Тайгонос, привлечены для сравнения материалы по геологии нескольких других районов этой зоны, в пределах которых вскрывается его основание.

БАССЕЙН Р.ТАХТОЯМЫ, ПОЛУОСТРОВА ПЬЯГИНА И КОНИ

Стратиграфический, литолого-фациальный и формационный анализы отложений, развитых в бассейне р. Тахтоямы, на полуостровах Пьягина и Кони, позволяют выделить на этой территории в направлении с севера на юг две структурно-фациальные зоны: Тахтоямскую и Кони-Пьягинскую, которым соответствуют Тахтоямский геосинклинальный прогиб и Кони-Пьягинское геосанклинальное поднятие.

По данным В.А. Огородова с соавторами (1969 г.), основанием вулканогенных толщ пояса Тахтоямской зоны служит комплекс геосинклинальных отложений раннепермско-оксфордского возраста, сложенный терригенными и вулканогенными породами (рис. 59, см. вкл.). Он начинается терригенными отложениями нижней перми (450-500 м). На них согласно залегают три толщи верхней перми, в строении которых, наряду с разнотекстурными граувакковыми, вулканомиктовыми и аркозово-граувакковыми песчаниками и гравелитами, значительную роль играют вулканогенные породы: андезиты-дациты, их туфы и лавобрекчии - в нижней толще (340-345 м), кремнистые сланцы и пепловые туфы - в средней толще (1800-1900 м), туфы альбитофиров, переслаивающиеся с кремнистыми сланцами - в верхней толще (680-700 м). Выше согласно залегают глинистые сланцы, песчаные алевролиты и песчаники нижнего триаса (525-540 м); алевролиты и песчаники анисийского яруса среднего триаса (300 м); алевролиты и песчаники ладинского яруса среднего триаса (800-1280 м); алевролиты и песчаники карнийского яруса верхнего триаса (990-1030 м); андезиты, их туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты с линзами вулканомиктовых конгломератов с ракушняковым цементом норийского и рэтского (?) ярусов верхнего триаса (550 м); песчаники, алевролиты, глинистые сланцы с единичными покровами андезитов и горизонтами их туфов геттанского и синемюрского ярусов нижней юры (380-405 м); песчаники, алевролиты и кремнистые сланцы плинсбахского яруса нижней юры (800-850 м); глинистые сланцы, алевролиты, песчаники тоарского яруса нижней юры (350-370 м); песчаники, глинисто-кремнистые сланцы, алевролиты, в верхах разреза содержащие горизонты гравелитов и мелкогалечных конгломератов ааленского яруса средней юры (600-650 м). Выше с разрывом залегают песчаники, гравелиты, мелкогалечные конгломераты, андезиты, их туфы, алевролиты, кремнистые, глинисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы батского яруса средней юры (370-410 м); глинистые сланцы, песчаники и алевролиты келловейского яруса верхней юры (500 м); песчаники с прослоями ракушняка, алевролиты, глинистые сланцы оксфордского яруса верхней юры (480-520 м).

Геосинклинальный комплекс имеет цикличное строение. Выделяются три полных и четвертый неполный циклы: ранне-позднепермский, ранне триасовый – синемюрский, плинсбах–батский и келловей–оксфордский. В основании каждого цикла расположены морские терригенные формации; заканчиваются первые три цикла образованиями прибрежно–морской андезитовой формации, продукты которой преобладают в составе отложений или же переслаиваются с терригенными породами. Четвертый цикл представлен песчано–глинистой терригенной формацией.

Геосинклинальные отложения перекрываются с несогласием (?) позднеюрско–поздне меловыми преимущественно вулканогенными континентальными толщами Охотско–Чукотского вулканического пояса. Особенности их состава и строения, тесная связь с терригенными молассами, взаимоотношения с отложениями геосинклинального комплекса позволяют относить их к образованиям орогенного комплекса Тахтоямского геосинклинального прогиба. В основании комплекса расположена момолтыкическая свита, сложенная лавами и туфами андезито–базальтового состава (1400–1500 м), залегающая на подстилающих отложениях с несогласием (?) (андезито–базальтовая формация). Возраст свиты позднеюрско–раннемеловой (?) (Тархова и др., 1967; Кобылянский, 1974). Над ней несогласно залегает кольчанская свита, образованная пестроокрашенными туфами дацитов и липарито–дацитов с горизонтиками липаритов и прослоями осадочных пород (липарито–дацитовая формация). Мощность свиты не установлена. Возраст ее альб–сеноманский. Выше с несогласием в основании залегает улыцкая свита, сложенная андезитами, андезито–базальтами, базальтами и их туфами, мощностью до 20–100 м (андезито–базальтовая формация). Возраст ее поздне меловой. Венчается разрез залегающей согласно ольской свитой, в строении которой участвуют пестроокрашенные туфы липаритов различной степени сваривания, трахилипаритов, реже – туфы смешанного состава, мощностью 1025–1045 м (трахилипаритовая формация). Возраст свиты условно сенон–датский.

Орогенные вулканогенно–молассовые образования прорваны интрузиями гранитоидов ранне–поздне мелового возраста.

Разрез, близкий к тахтоямскому, описан Ю.М. Бычковым и И.В. Полуботко в 1960 г. и А.Д. Силинским в 1964 г. в бассейне р. Вилиги (см. рис. 59). Здесь геосинклинальный комплекс начинается отложениями карнийского яруса (1200–1400 м), представленными переслаиванием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников с обильной фауной. Выше согласно залегают отложения нижненорийского подъяруса (1000 м): серые известняки–ракушняки, туффиты, туфогенные глинистые сланцы, андезитовые туфы. Над ними согласно расположены туффиты, пепловые туфы, туфы и туфопесчаники андезитового состава с редкими прослоями туфогенных глинистых сланцев верхнего подъяруса норийского и рэтского ярусов (500–700 м). Выше согласно залегают отложения нижней толщи (800–950 м) нижней юры: глинистые и алеврито–глинистые сланцы с подчиненными им по мощности прослоями андезитовых туфов. Над ними расположены туфогенные глинистые сланцы, туфоалевролиты, песчаники, андезитовые туфы средней толщи (800–900 м) нижней юры. Выше согласно залегают туфобрекчии и туфы андезитов, туфогенные глинистые сланцы с прослоями туфоалевролитов и песчаников верхней толщи (570–600 м) нижней юры. Над ними согласно расположена среднеюрская монкинская свита (по И.И. Тучкову, 1956 г.), в составе которой выделяются песчаниковая ааленская, (300–350 м), сланцевая байосская, (450–500 м) и сланцево–песчаниковая бат–келловейская (400–450 м) подсвиты. Залегающие согласно выше верхнеюрские отложения подразделены И.И. Тучковым на две свиты: вилигинскую (1000–1100 м), сложенную алевролитами, песчаниками, незначительным количеством песчано–глинистых сланцев с углистыми прослоями, келловей–оксфордского возраста, и калькутинскую (700–800 м), в строении которой участвуют глинистые и песчано–глинистые сланцы, алевролиты, реже – песчаники оксфорд–ранневолжского возраста.

Таким образом, и в этом разрезе геосинклинального комплекса, как и в тахтоямском, чередуются терригенные и вулканогенные андезитовые толщи.

Выше с угловым и стратиграфическим несогласием залегают континентальные вулканогенные образования эвенской серии верхнего мела, относящиеся к Охотско-Чукотскому вулканическому поясу, которые по особенностям строения, состава, возраста и взаимоотношениям с геосинклинальным комплексом являются орогенными образованиями. В составе серии выделяются две свиты. Таватумская свита (700-950 м) сложена андезитами, дацитами, липаритами, фельзитами и их туфами (андезито-дацитовая формация). В строении наяханской свиты (600-950 м) участвуют преимущественно липариты с редкими прослоями дацитов, андезитов, андезито-базальтов и их туфов (липаритовая формация). К самым молодым образованиям эвенской серии условно отнесены остатки размытых покровов андезито-базальтов и фельзито-липаритов (базальтовая формация).

При сравнении отложений геосинклинального комплекса, развитых в бассейнах рек Тахтоямы и Вилиги, с геосинклинальными отложениями Северо-Тайгонского геосинклинального прогиба выявляется их большое сходство. Близок возрастной объем этих отложений, их литолого-фациальные и формационные особенности. Правда, в основании тахтоямского и вилигинского разрезов отсутствуют спилито-жератофировая и кремнисто-терригенная формации, установленные в тайгонском разрезе. И все же, по-видимому, можно говорить о сходной палеотектонической обстановке образования этих отложений, а может быть, и о формировании их в едином геосинклинальном прогибе поздних мезозойд, который протягивался от нынешнего п-ова Тайгос на юго-запад через бассейн р. Вилиги по крайней мере до среднего течения р. Тахтоямы. С орогенным этапом развития этого геосинклинального прогиба связано образование вулканогенно-молассовых толщ, которые в сочетании с близкими им по возрасту гранитоидами составляют внутреннюю зону Охотско-Чукотского пояса на тайгонско-тахтоямском его участке.

Геологическое строение п-ова Кони изучалось И.И. Тучковым в 1949 г., Ю.М. Бычковым и И.В. Полуботко в 1958 г. и В.Ф. Карпичевым в 1962 г., п-ова Пягина - Г.Е. Некрасовым в 1969 г., В.Н. Юдиной и В.Л. Яскевичем в 1970-1971 гг., В.Ф. Белым и И.Н. Котляром в 1970 г.

Основанием внутренней зоны пояса здесь служат морские осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи верхнего триаса - верхней юры. На п-ове Кони (см. рис. 59), по данным И.В. Полуботко и Ю.М. Быčkova, в основании стратиграфического разреза расположены углисто-глинистые сланцы, алевролиты и известняки-ракушники карнийского яруса верхнего триаса (70-80 м). Выше, по данным составителей XXX тома "Геологии СССР" (1970), залегают андезиты, андезито-базальты, их туфы, туфобрекчии с прослоями туфопесчаников и туфогенно-глинистых сланцев (не менее 200 м). И.И. Тучков и В.Ф. Карпичев считали эту толщу норийско-рэтской. Возраст ее не ясен. Выше расположена нижняя подсвита (180-200 м) кирасской свиты, сложенная туфами и туфобрекчиями андезитов с линзами ракушечников поздненорийско-рэтского возраста. Верхняя подсвита (не менее 200 м) кирасской свиты сложена туффитами и туфами андезито-базальтов с прослоями и линзами ракушечников. Возраст ее по фауне не древнее позднего триаса и не моложе ранней юры. Выше по разрезу в тектонических блоках установлены нижнелейасовые аргиллиты, туфоалевролиты, туфопесчаники и туфы андезитов (около 100 м) и нижнеааленские туфоалевролиты, туффиты, туфы, туфобрекчии андезитов и андезито-базальтов (150-200 м). И.И. Тучков выделил эти отложения в асатканскую свиту плинсбах-раннетиарского возраста, на которой, по его мнению, согласно залегают олянская свита (тоар - нижний аален, 850 м), состоящая из базальтов, андезито-базальтов, андезитов, вулканических брекчий и туфов базальтов и андезитов. Более молодые отложения средней юры (верхний аален-келловей) выделены И.И. Тучковым в умаринскую свиту (500-700 м), сложенную туфами андезитов и андезито-дацитов, туффитами, туфопесчаниками, аргиллитами, туфогенными аргиллитами, алевролитами. Разрез верхнеюрских отложений начинается толщей (около 500 м) туфов и туфобрекчий андезитов

и базальтов с прослоями туфогенных и углистых аргиллитов, туффитов, туфопесчаников и туфов кислого состава келловейского возраста, которую И.И. Тучков относит к ольской свите. Выше по разрезу появляются горизонты липаритов, липарито-дацитов, их туфобрекчии и туфы, туфоконгломераты с прослоями алевролитов и углисто-глинистых сланцев с растительными остатками юрско-раннемелового возраста. С.С. Юдин и В.Ф. Карпичев включили их в умаринскую свиту. Выше по разрезу развита мощная толща континентальных вулканитов и их туфов: миндалекаменных базальтов, андезито-базальтов, агломератовых лав, туфов андезитов, условно относимых к верхней юре (сигланская свита, по И.И. Тучкову, около 1000 м). По В.Ф. Карпичеву, выше залегает умарская свита, сложенная дацитами, андезито-дацитами, туфами, туфопесчаниками, глинистыми сланцами с растительными остатками (условно верхняя юра, 400 м).

На п-ове Пьягина, по данным В.Н. Юдиной и В.Л. Яскевича, в основании разреза расположена нижняя толща (1300 м) нижней юры, представленная темно-серыми туфами и туфолавами дацитов, андезито-дацитов, песчаниками, алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами. Согласно перекрывающая ее верхняя толща (830 м) нижней юры сложена ритмично слоистыми песчаниками, туфопесчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами, алевролитами с линзами углей, туфоконгломератами, туфами и туфобрекчиями, редко – лавами дацитов и андезито-дацитов. В кремнистых сланцах и туфопесчаниках обнаружены растительные остатки хорошей сохранности. Выше залегает одянская свита (1200 м) средней юры, в строении которой участвуют андезиты, андезито-базальты, базальты, их туфы, туфобрекчии, редко – туфоалевролиты и туфопесчаники. Над ними расположена среднеюрская (бат) умаринская свита (350–400 м), сложенная зеленовато-серыми и темно-серыми туфопесчаниками, тонкослоистыми вулканомиктовыми песчаниками с фауной, кремнистыми сланцами с редкими покровами андезитов, базальтов. Вышележащая нерасчлененная верхнеюрская толща (500–600 м) представлена темно-серыми туфогенными мелко- и тонкозернистыми песчаниками с горизонтами андезитов, андезито-базальтов, реже – их туфов и маломощными прослоями среднезернистых зеленовато-серых вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Выше согласно (?) расположена толща позднечурско-раннемеловых отложений (900 м), сложенная охарактеризованными фауной алевролитами, песчаниками, глинистыми сланцами и пестроокрашенными фиолетово-бурыми, зеленовато-бурыми и зелеными туфами, туфобрекчиями андезитов и дацитов, кремнистых сланцев, туфопесчаников с растительными остатками.

Разрез меловых отложений п-ова Пьягина наиболее полно изучен В.Ф. Бельм и И.Н. Котляром (1970 г., Бельм, 1975). В основании его залегает толща морских вулканомиктовых песчаников мощностью около 1500 м, согласно залегающая на вулканогенной верхней юре и охарактеризованная ранневалдайскими окаменелостями. Выше расположены отложения условно готеривского возраста, относящиеся к нахтанджинской толще. Нижняя половина (600–700 м) ее сложена лавами, кластолавами и брекчиевыми лавами андезитов и андезито-базальтов, тонкослоистых андезитовых туфов с прослоями туфов и туффитов кислого состава, андезито-дацитами, дацитами и липаритами. В строении верхней половины (800 м) толщи участвуют грубо ритмично чередующиеся туфобрекчии и туфы андезитов и базальтов, зеленые и буроватые, буровато-красные, с отдельными потоками андезитов и базальтов. Выше залегают образования пьегинской серии (5500–7000 м) условно альбского возраста. В целом это переслаивание лав, туфов и туфобрекчий базальтов, андезитов с прослоями туфов кислого состава, туфопесчаников и туфогравелитов. Окраска пород разнообразна: темно-серая, буровато-красная, зелено-серая. Выше расположены отложения (800 м) условно верхнего мела, залегающие на различных горизонтах пьегинской серии и представленные базальтами, массивными и миндалекаменными, их туфобрекчиями и туфами, отдельными горизонтами лав и туфов андезитового состава.

Морские и прибрежно-морские верхнетриасово-верхнеюрские осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные отложения полуостровов Кони и Пьягина обнаруживают большое сходство как по возрасту, так и по литолого-фациальным и формационным особенностям с ниже-верхнеюрскими и пермско-верхнеюрскими образованиями Вискичунской и Нейнегской структурно-фациальных подзон Южно-Тайгоносского поднятия. Как и последние, они относятся к андезитовой туфовой и андезитовой формациям, накопление которых происходило в центральной части и на склонах конседиментационного Кони-Пьягинского поднятия в морских и прибрежно-морских условиях вокруг действовавших вулканов. Вероятно, можно предполагать, что в юре это поднятие располагалось к юго-западу от Южно-Тайгоносского и как бы служило его продолжением.

На орогенном этапе развития Кони-Пьягинского поднятия на его северном склоне накопились преимущественно вулканогенные континентальные формации орогенного комплекса, наследующие структуры предыдущего этапа развития. На п-ове Кони это континентальные андезито-базальтовая (сигланская свита, верхняя юра, 1000 м) и андезито-дацитовая (уптарская свита, верхняя юра, 400 м) формации, сочетающиеся с молассой. На п-ове Пьягина в основании орогенного комплекса залегает сероцветная морская моласса (берриас - валанжин, 1500 м), а выше - сложно сочетающиеся друг с другом андезито-базальтовая и липарито-дацитовая формации (8500-10 000 м) нижнего мела и базальтовая формация (800 м) верхнего мела. Все эти формации в сочетании с одновозрастными гранитоидными интрузиями образуют внутреннюю зону Охотско-Чукотского вулканического пояса на его Кони-Пьягинском участке.

Краткий формационный анализ отложений, слагающих Тахтоямскую и Кони-Пьягинскую структурно-фациальные зоны, позволяет сделать следующие выводы:

1. По формационным особенностям это структуры, близкие к структурам авгеосинклинального ряда, а по времени смены геосинклинального режима орогенным - поздние мезозойды (охотиды). Вывод об отнесении к охотидам полуостровов Кони и Пьягина не нов и высказывался уже С.С. Юдиным (1964), авторами XXX тома "Геологии СССР" (1970), Г.Е. Некрасовым (1972) и др.
2. Геосинклинальные отложения Тахтоямской-Кони-Пьягинской зон служат основанием согласно (?) залегающих на них вулканогенно-молассовых толщ внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса, которые по особенностям состава, строения, времени проявления относятся к орогенному комплексу этих зон и, следовательно, являясь орогенными образованиями поздних мезозойд, как и на п-ове Тайгонос.

МЕЖДУРЕЧЬЕ ОКЛАНА, ПЕНЖИНЫ, АНАДЫРЯ

Здесь основание внутренней зоны пояса вскрывается в Мургаальском антиклинории. В междуречье Оклана и Пенжины, в южной части антиклинория, по данным Н.И. Филатовой (1974; Филатова, Дворянкин, 1973), в основании разреза расположен комплекс морских геосинклинальных образований валанжина и готерива. Валанжин представлен вулканогенно-терригенными отложениями мощностью не менее 2000 м, готерив - терригенно-вулканогенными отложениями мощностью около 3500 м. Выше со стратиграфическим перерывом залегают образования орогенного комплекса, в основании которого находится прерывистая по распространению сероцветная терригенная морская моласса (2500 м) апт-альбского возраста, в строении которой участвуют зеленовато-серые и серые галечные и валунные конгломераты, гравелиты и песчаники с прослоями алевролитов и маломощными (десятки сантиметров) линзами черных углистых алевролитов и углей. Молассовая формация вверх по разрезу сменяется согласно залегающей на ней андезитовой формацией альб-сеноманского возраста мощностью около 900 м, сложенной андезитами, базальтами, андезито-базальтами и вулканитами кислого состава. К зоне Анадырского глубинного разлома, отделяющего в этом районе внешнюю зону вулканического пояса от внутренней,

приурочена субшелочная андезитово-базальтовая формация (около 300 м) турон-сенонского возраста, залегающая несогласно на всех более древних образованиях. В составе ее преобладают андезитово-базальты и базальты, в подчиненном количестве встречаются андезиты. Самой молодой, палеогеновой, является субшелочная базальтовая формация (около 500 м), сложенная в основном базальтами и долеритами.

Северо-восточнее, в междуречье Пенжины и Анадыря, в центральной части Мургалевского антиклинория, по данным В.Ф. Белого (1971, 1974; Белый, Милов, 1973), валанжинские отложения представлены толщей морских вулканических песчаников, алевролитов и туффитов, сложенных существенно кластическим материалом андезитового состава (мощность не указана). Выше расположены также морские готеривские и готерив-барремские отложения (около 2000 м), среди которых преобладают туфобрекчии и туфы андезитово-базальтового, андезитового, дацитового и базальтового состава, обычно окрашенные в зелено-фиолетовый и голубовато-зеленый цвет. Выше них в основании орогенного комплекса иногда встречаются довольно мощные существенно континентальные разнообломочные вулканические толщи баррем-аптского возраста, образующие нижнюю молассу (2000–2500 м). Эти отложения перекрываются иногда со слабым структурным несогласием, иногда без видимого несогласия апт-альбскими (?) наземными вулканическими толщами внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса.

По времени смены геосинклинального режима орогенным Мургалевский антиклинорий относится к поздним мезозоидам, а по сравнению со структурами Тайгоносской геосинклинальной зоны является зоной более поздней консолидации поздних мезозойских. Особенности состава и строения валанжинских и готерив-барремских отложений его геосинклинального комплекса позволяют относить их к формациям "зеленых туфов" и андезитовой и сопоставлять с аналогичными несколько более древними формациями Южно-Тайгоносского поднятия. Меловые вулканогенно-молассовые толщи внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса формировались на орогенном этапе развития этой структурно-формационной зоны на склонах поднятия и относятся к формациям орогенного класса.

Таким образом, особенности геологического строения Мургалевского антиклинория, территории бассейна р. Тахтоямы и полуостровов Кони и Пьягина, где, так же, как и на п-ове Тайгос, вскрывается основание внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса, подтверждают те выводы о палеотектонической обстановке начальных этапов его формирования, которые получились при анализе тайгоносских материалов.

Общие особенности строения и формирования внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса для рассматриваемого его отрезка сводятся к следующему. Внутренняя зона расположена в тыловой части региональных надвигов субширотного и северо-восточного простирания (Некрасов, 1976), возникших в конце поздней юры на краю мезозойского материка, и охватывает северную часть полуостровов в Тайгосе, Кони, Пьягина, прослеживаясь, вероятно, далее на запад в бассейн р. Тауя, а на северо-восток – в междуречье Пенжины и Анадыря (Некрасов, 1972, 1976; Заборовская, Некрасов, 1977). Она сложена преимущественно континентальными орогенными вулканогенно-молассовыми образованиями позднеюрско-раннемелового (Кони-Пьягин-Тайгоносский отрезок зоны) и ранне-позднемелового (Мургалевский отрезок зоны) возраста и тесно связанными с ними меловыми гранитоидами. Вулканогенно-молассовые отложения на Кони-Пьягин-Тайгоносском отрезке зоны залегают согласно на подстилающем геосинклинальном комплексе раннепалеозойского (?) – позднеюрского возраста, а на Мургалевском отрезке – со стратиграфическим несогласием на геосинклинальных отложениях волжско (?) – барремского возраста позднемезозойской Тайгоносско-Западно-Корякской геосинклинальной системы и образуют линейные впадины унаследованного типа (узкие приразломные синклинали и грабен-синклинали). Вулканогенные породы являются производными под-

коровых дифференцированных толеитовой и известково-щелочной магм (с преобладанием продуктов первой из них). Развитие вулканической деятельности во времени сопровождалось изменением химизма лав в сторону увеличения их щелочности, калиевости и роли продуктов известково-щелочных магм, причем как вверх по разрезу, так и в латеральном северо-западном направлении.

На Кони-Пьягин-Тайгоносском отрезке зоны формирования орогенных структур завершилось в конце раннего мела складчатостью и внедрением по разломам, флексурам и зонам напряженной складчатости интрузий габбро-гранодиорит-гранитного и граносиенитового состава, длительно формировавшихся в большом диапазоне глубин в тесной связи с метаморфизмом. Интрузии образуют несколько субширотно ориентированных поясов, положение которых, как и орогенных структур, определяется Южно-Тайгоносским надвигом. При этом более ранние глубинные существенно натровые комплексы гранитоидов приурочены непосредственно к плоскости Южно-Тайгоносского надвига, а более молодые, менее глубинные и более калиевые породы постепенно от него удалены на север. Все это позволяет связывать образование магматических пород Кони-Пьягин-Тайгоносского отрезка внутренней зоны пояса с движениями по Южно-Тайгоносскому надвигу. В целом можно говорить о парагенетическом родстве гранитоидов и эффузивов, обусловленном связью их с Южно-Тайгоносским надвигом и, вероятно, общим первичным подкоровым источником вещества. Принадлежность же их к разным типам магм (эффузивов – толеитовой и известково-щелочной, гранитоидов – преимущественно известково-щелочной) и некоторая пространственная разобщенность объясняются формированием эффузивов в тыловой части надвига в условиях растяжения, а гранитоидов – в его фронтальной части в условиях сжатия (Заборовская, Некрасов, 1977).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, на основании анализа геологического строения внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса на полуостровах Тайгонос, Кони, Пьягина, в бассейне р.Тахтоямы, в междуречье Оклана и Анадыря (Мургальский антиклинорий) можно сделать следующие выводы.

1. Территория, которую принято относить к внутренней зоне Охотско-Чукотского вулканического пояса, в общем латеральном ряду геологических структур, составлявших в палеозое-мезозое зону перехода от материка к океану, занимала промежуточное положение между Яно-Колымскими мезозоидами (не считая Олойско-Алазейской зоны), развивавшимися на гранито-гнейсовом фундаменте архейско-протерозойского (?) возраста, и мезозойско-кайнозойскими структурами Корякского нагорья, формировавшимися на меланократовом основании. Она заложилась в раннем (?) палеозое на гетерогенном фундаменте, представленном на северо-западе архейскими гнейсами, кристаллическими сланцами и основными гранулитами, перекрытыми кремнисто-карбонатно-терригенными отложениями рифея, а на юго-востоке — ультрабазитами, габброидами и метаморфическими породами меланократового комплекса докембрийско-раннепалеозойского возраста.

2. По времени смены геосинклинального этапа развития орогенным (середина волжского века), возрасту складчатости и становления гранитоидных поясов (середина мела) территория внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса относится к зоне ранней консолидации позднемезозойской Тайгоноско-Западно-Корякской геосинклинальной системы.

3. В конце позднелурской эпохи, к началу орогенного этапа развития, эта зона располагалась на краю мезозойского материка в зоне перехода от земной коры континентального типа к коре океанического типа.

4. В течение раннеорогенного периода развития этой зоны, соответствующего концу переходной стадии развития Тайгоноско-Западно-Корякской геосинклинальной системы (поздняя юра — ранний мел), в унаследованных от геосинклинального этапа узких межгорных прогибах сформировались мощные вулканогенно-молассовые толщи, которые в совокупности с внедрившимися в середине мела и близкими им петрохимически гранитоидными интрузиями образуют собственно внутреннюю зону Охотско-Чукотского вулканического пояса.

5. Позднелурско-раннемеловые орогенные вулканогенно-молассовые толщи тесно связаны с отложениями геосинклинального комплекса поздних мезозонд, что подчеркивается непрерывностью стратиграфических разрезов, отсутствием между геосинклинальным и орогенным комплексами стратиграфического и углового несогласий, единым структурным планом деформаций отложений комплексов, приуроченностью орогенных образований к межгорным прогибам, унаследованным от геосинклинального этапа развития.

6. Эта связь подчеркивается также унаследованностью орогенными вулканическими формациями петрохимических особенностей геосинклинальных вулканических формаций. Источниками тех и других были подкоровые магмы толейтовой и известково-щелочной серий с преобладанием продуктов первой из них

в более древних образованиях и увеличением роли второй в более молодых. На орогенном этапе развития наряду с подкоровыми очагами магмы могли появиться коровые очаги кислой магмы. Для орогенных вулканитов характерно увеличение щелочности и калиевого содержания пород как в вертикальном, так и латеральном направлениях.

7. Размещение гранитоидных интрузий и вулканогенно-молассовых толщ контролируется окраинно-материковыми надвигами (для пояса Тайгонос — Южно-Тайгоносским), что выражается в приуроченности наиболее ранних глубинных и существенно натровых комплексов гранитоидов непосредственно к плоскости надвига и удалении от него более молодых, менее глубинных и более калиевых пород и приуроченности эффузивов к тыловой части надвигов. Эти особенности размещения магматических пород внутренней зоны пояса позволяют в целом говорить о парагенетическом родстве гранитоидов и эффузивов и образовании их в связи с движениями по окраинно-материковым надвигам.

8. Определенные черты петрохимического сходства вулканогенных пород внутренней зоны пояса и близких им по возрасту гранитоидов, по-видимому, свидетельствуют об общем для них первичном подкоровом источнике вещества и образовании их в результате сложной эволюции основных подкоровых магм в верхних горизонтах земной коры и связанных с этим процессов габридинизма, а также палингенеза на средних уровнях земной коры.

9. Формирование внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса соответствует концу переходной стадии развития поздних мезозойских (раннеорогенный период) и в генетическом смысле отражает процесс становления на ее территории гранитно-метаморфического слоя земной коры.

10. Таким образом, внутренняя зона Охотско-Чукотского вулканического пояса — это единый латеральный ряд орогенных вулканогенно-молассовых и гранитоидных формаций позднеюрско-раннемелового (реже и позднемелового) возраста, сформировавшийся в конце переходной стадии развития зоны ранней консолидации позднемезозойской Тайгоносско-Западно-Корякской геосинклинальной системы, генетически связанный, с одной стороны, с развитием этой системы, с другой — с движениями по системе ориентированных в субширотном и северо-восточном направлениях окраинно-материковых разломов, а пространственно приуроченный к краевой части мезозойского материка.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П. 1964. Палеонтологическая характеристика нижнемеловых отложений севера Тихоокеанской зоны. — "Геол. и геофиз.", № 11.
- Авдейко Г.П. 1966. О возрасте кремнисто-вулканогенных отложений Пенжинского хребта. М., "Наука".
- Авдейко Г.П. 1968. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М., "Наука".
- Авдейко Г.П., Заборовская Н.Б., Марков М.С. 1966. О характере сочленения Охотско-Чукотского вулканического пояса и Корякско-Камчатской складчатой зоны. — "Геотектоника", № 5.
- Авдейко Г.П., Пергамент М.А. 1964. Вопросы стратиграфии нижнемеловых отложений Корякско-Камчатской области. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 5.
- Аникеев Н.П., Васильковский А.П., Дабкин Е.И., Попов Г.Г., Титов В.А. 1970. Тектоника. — В кн.: Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР, кн. 1. М., "Недра".
- Аникеев Н.П., Титов В.А. 1966. Основные черты геологического строения и металлогении Охотско-Чуанского вулканического пояса. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 18. Магадан.
- Анциферов Е.А., Песков Е.Г. 1975. Стратиграфия меловых отложений в бассейне рек Гижига и Парень. — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Тезисы докладов междомственного стратиграфического совещания. Магадан.
- Баддингтон А. 1963. Формирование гранитных тел. М., ИЛ.
- Белый В.Ф. 1958. Схема тектоники и вулканизма южной части Чаун-Чукотки. — "Геол. сб. (Львов. геол. об-во)", № 5-6.
- Белый В.Ф. 1960. О вулканизме зоны сочленения областей мезозойской и кайнозойской складчатости Северо-Востока Азии и об их границе. — Материалы к I Всесоюзной конференции по геологии и металлотении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 2. Владивосток.
- Белый В.Ф. 1961. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чукотского вулканического пояса (Центральная Чукотка). — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 15. Магадан.
- Белый В.Ф. 1962. Меловой и раннепалеогеновый вулканизм Центральной Чукотки. — В кн.: Вопросы вулканизма (Труды I Всесоюз. вулканол. совещ.), М., Изд-во АН СССР.
- Белый В.Ф. 1966. К сравнительной характеристике Охотско-Чукотского и Казахстанского краевых вулканических поясов. — Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, "Наука".
- Белый В.Ф. 1967. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. Автореф. канд. дис. М.
- Белый В.Ф. 1968. Краевые вулканические пояса и геосинклинальный процесс. — В кн.: Вулканизм и тектогенез (МГК. Докл. сов. геол. XVIII сес. Пробл. 2). М., "Наука".
- Белый В.Ф. 1969. Вулканические формации и стратиграфия северо-восточной части Охотско-Чукотского пояса. — "Труды Сев.-Вост. комплекс. науч.-иссл. ин-та СО АН СССР", вып. 29.
- Белый В.Ф. 1971. Главные типы вулканических поясов в областях мезозойского тектогенеза Восточной Азии. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Материалы VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан.

- Белый В.Ф. 1972. К проблеме соотношений вулканических дуг и краевых вулканических поясов Восточной Азии. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Тезисы докладов. Южно-Сахалинск.
- Белый В.Ф. 1974. Тектонические типы вулканических поясов Восточной Азии. — "Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР", вып. 75.
- Белый В.Ф. 1975. Стратиграфия и возраст вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса. — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Тезисы докладов межведомственного стратиграфического совещания. Магадан.
- Белый В.Ф., Гельман М.Л., Ичетовкин Н.В., Сперанская И.М. 1965. Некоторые общие вопросы, связанные с представлениями о вулкано-плутонических формациях (на примере Северо-Востока СССР). — Тезисы симпозиума по проблеме "Вулкано-плутонические формации и их рудоносность". Алма-Ата.
- Белый В.Ф., Милов А.Л. 1973. Строение и развитие внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса в бассейне р. Пенжины. — "Сов. геол.", № 1.
- Белый В.Ф., Николаевский А.А., Тильман С.М., Шило Н.А. 1964. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (масштаб 1:2 500 000). Объяснительная записка. — "Труды Сев.-Вост. комплекс. науч.-исслед. ин-та СО АН СССР", вып. 11.
- Белый В.Ф., Тильман С.М. 1966. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. — "Геотектоника", № 2.
- Богданов А.А. 1959. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 34, вып. 1.
- Богданов А.А., Муратов М.В., Халин В.Е. 1963. Об основных структурных элементах земной коры. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 38, вып. 3.
- Виноградов А.Н. 1971. Петрохимические особенности и условия генерации гранитных магм вулканических ассоциаций. — Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 2. Апатиты.
- Власов Г.М. 1966. Типы вулканических зон Тихого океана. — В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. М., "Наука".
- Гельман М.Л. 1973. Основные особенности послепротерозойского метаморфизма на Северо-Востоке СССР. — В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток.
- Гельман М.Л., Заборовская Н.Б., Некрасов Г.Е. 1969. Тектоника зоны перехода мезозой к структурам Корьяско-Камчатской складчатой области на примере полуострова Тайгонос. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Тезисы докладов VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан.
- Гельман М.Л., Некрасов Г.Е. 1968. Мезозойские эколлиты полуострова Тайгоноса. — "Геол. и геофиз.", № 12.
- Гельман М.Л., Терехов М.И. 1968. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива. — В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Тезисы докладов на Симпозиуме по проблеме "Стратиграфия, петрология и рудоносность метаморфических комплексов Востока СССР". Владивосток.
- Гельман М.Л., Терехов М.И. 1973. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива. — В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток.
- Геологическое развитие Японских островов. 1968. М., "Мир".
- Геология СССР. 1970. Т. XXX. Северо-Восток СССР, кн. 1, 2. М. "Недра".
- Гнибиденко Г.С. 1969. Метаморфические комплексы в структурал Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. М., "Наука".
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. 1970. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., "Недра".
- Грин Т.Х., Рингвуд А.Е. 1970. Происхождение серий изверженных щелочноземельных пород. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., "Недра".
- Дэли Р.А. 1934. Изверженные породы и глубины Земли. М.-Л., ОНТИ.
- Жуланова И.Л. 1974а. Метаморфические комплексы северной части полуострова Тайгонос (Северо-Восток СССР). Автореф. канд. дис. Л.
- Жуланова И.Л. 1974б. Тектоника и история формирования метаморфических комплексов северной части полуострова Тайгонос. — "Геотектоника", № 1.
- Заборовская Н.Б. 1974. Строение внутренней зоны Охотско-Чукотского

- вулканического пояса на полуострове Тайгонос. Автореф. канд. дис. М.
- Заборовская Н.Б., Леоненко Н.А., Логина Г.Н., Некрасов Г.Е. 1972. Стратиграфия верхнепермских, триасовых, юрских и нижнемеловых отложений северной части полуострова Тайгонос. - "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 47, вып. 6.
- Заборовская Н.Б., Липков Л.З., Марков М.С., Некрасов Г.Е. 1965. Генезис меловых структур полуострова Тайгонос. - "Геотектоника", № 6.
- Заборовская Н.Б., Некрасов Г.Е. 1974. Новые данные о стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Понто-нейских гор (Пенжинский кряж). - Тезисы докладов Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и палеозою Северо-Востока СССР. Магадан.
- Заборовская Н.Б., Некрасов Г.Е. 1977. Тектоника и магматизм зоны перехода от мезозойского Северо-Востока СССР к Корьякско-Камчатской складчатой области на примере Охотского региона. - "Геотектоника", № 1.
- Заварицкий А.Н. 1950. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР.
- Заварицкий А.Н. 1960. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат.
- Ицксон М.И. 1964. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. - "Сов. геол.", № 1.
- Ицксон М.И., Красный Л.И. 1962. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока. - В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР.
- Ицксон М.И., Красный Л.И., Матвеев В.Т. 1965. Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения. - Материалы совещания по проблемам рудоносности вулканогенных формаций. М., "Недра".
- Кипарисова Л.Д., Бычков Ю.М., Плуботко И.В. 1966. Позднепермские двустворчатые моллюски Северо-Востока СССР. Магадан.
- Книппер А.Л. 1969. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. Л., "Наука".
- Кобылянский Ю.Г. 1974. Арманская вулcano-тектоническая структура. Автореф. канд. дис. Л.
- Кобылянский Ю.Г. 1975. Стратиграфическое расчленение и оценка возраста наземных вулканогенных толщ Охотско-Чукотского пояса. - В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Тезисы докладов межведомственного стратиграфического совещания. Магадан.
- Кузнецов Ю.А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., "Недра".
- Куно Х. 1970. Латеральная вариация базальтовой магмы вкосте окраин континентов и островных дуг. - В кн.: Окраины континентов и островные дуги. Труды симпозиума. М., "Мир".
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. 1952а. О пределах и подразделениях семейства андезитов. - Избр. труды, т. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. 1952б. О разграничении базальтов и андезитов. - Избр. труды, т. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. 1952в. О разграничении липаритов и дацитов. - Избр. труды, т. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Леонов М.Г. 1972. Верхнеэоценовый дикий флиш южного склона Большого Кавказа и некоторых других районов Альпийской области. - Автореф. канд. дис. М.
- Лившиц И.Л. 1972. Два этапа регионального метаморфизма пород северной части полуострова Тайгонос. - "ДАН СССР", т. 205, № 6.
- Мальков Б.И. 1971. Схема развития юго-восточной части Яно-Кольмской геосинклинальной системы. - В кн.: Мезозойский тектогенез. Материалы VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан.
- Маркова Н.Г. 1968. Тектоническая природа и тип вулканических поясов (на примере Центрального Казахстана и Востока СССР). - В кн.: Вулканизм и тектогенез (МГК. Докл. сов. геол. XXIII сес. Пробл. 2). М., "Наука".
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П., Соловьева И.А., Шуваев А.С. 1967. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. - "Труды ГИН АН СССР", вып. 167.
- Мерзляков В.М. 1971. К проблеме структур основания Верхояно-Чукотской складчатой области. - В кн.: Мезозойский тектогенез. Материалы VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан.
- Мерзляков В.И., Терехов М.И., Бялбжеский С.Г. 1974. О срединных

- массивах Северо-Востока СССР. - "Геотектоника", № 5.
- Михайлов А.Ф. 1955. Ультраосновные породы восточного побережья Пенжинской губы и связь их с тектоническими структурами. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 9. Магадан.
- Михайлов А.Ф. 1959. Палеозойские и нижнемезозойские отложения Пенжинского края. - Доклады Междуправительственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Магадан.
- Михайлов А.Ф., Заединова И.Е. 1960. Зеленокаменная вулканогенная формация юго-западной части Пенжинского края. - "Информ. сб. ВСЕГЕИ", № 25.
- Мишкин М.А., Шкодзинский В.С. 1967. К истории развития Тайгонского массива. - В кн.: Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов V сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск.
- Моссаковский А.А. 1965. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. - "Геотектоника", № 2.
- Моссаковский А.А. 1968. Тектоника и вулканизм орогенного этапа развития геосинклинальных областей. - В кн.: Вулканизм и тектогенез (МГК. Докл. сов. геол. XXIII сес. Пробл. 2). М., "Наука".
- Моссаковский А.А. 1969. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма. - В кн.: Проблема связи тектоники и магматизма. М., "Наука".
- Моссаковский А.А. 1970. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии. - "Геотектоника", № 4.
- Моссаковский А.А. 1972. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения). - "Геотектоника", № 1.
- Моссаковский А.А. 1975. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. - "Труды ГИН АН СССР", вып. 268.
- Нагибина М.С. 1966. О тектонической природе и структурном положении Охотско-Катазиатского вулканического пояса. - В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации, т. 1. М., "Наука".
- Нагибина М.С., Пушаровский Ю.М. 1966. Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс края азиатского материка. - В кн.: Тектоника Евразии. М., "Наука".
- Некрасов Г.Е. 1968. Характерные особенности строения и состава Восточно-Тайгонского гранитоидного массива. - В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Тезисы докладов Северо-Восточного петрографического совещания. Магадан.
- Некрасов Г.Е. 1971. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоларитов в истории развития полуострова Тайгос и Пенжинского края. - "Геотектоника", № 5.
- Некрасов Г.Е. 1972. Тектоника и магматизм полуострова Тайгос и Северо-Западной Камчатки. - Автореф. канд. дис. М.
- Некрасов Г.Е. 1976. Тектоника и магматизм Тайгоса и Северо-Западной Камчатки. - "Труды ГИН АН СССР", вып. 280.
- Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Гельман М.Л. 1971. Тектоника зоны перехода мезозойских структур Корякско-Камчатской складчатой области на примере полуострова Тайгоса. - В кн.: Мезозойский тектогенез. Материалы VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан.
- Обручев С.В. 1934. Материалы для тектоники Северо-Восточной Азии. - "Пробл. сов. геол.", т. 2, № 6; т. 3, № 7.
- Обручев С.В. 1938. Очерк тектоники Северо-Восточной Азии. - В кн.: Академику В.А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности, т. 1. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Обуэн Ж. 1967. Геосинклиналии. (Проблемы происхождения и развития). М., "Мир".
- Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А. 1971. "Базальтовый" слой земной коры в западной части Тихого океана. - "ДАН СССР", т. 201, № 6.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1971. Океаны и геосинклинальный процесс. - "ДАН СССР", т. 196, № 3.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И. 1972. Палеозойские Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. - "Сов. геол.", № 12.

- Пергамент М.А. 1961. Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-западной Камчатки (Пенжинский край). - "Труды ГИН АН СССР", вып. 39.
- Пергамент М.А. 1964. Меловые отложения полуострова Елистратова. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан.
- Пергамент М.А. 1965а. Инocerамы и стратиграфия мела Тихоокеанской области. - "Труды ГИН АН СССР", вып. 118.
- Пергамент М.А. 1965б. Нижнемеловые иноцерамовые зоны северо-запада Тихого океана. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 3.
- Пергамент М.А., Похилайнен В.П. 1970. Сравнительная характеристика неокомских отложений Корякско-Анадырской области и Сихотэ-Алиня. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 2.
- Петрушевский Б.А. 1964. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., "Наука".
- Похилайнен В.П. 1967. Готерив-барремские отложения Северо-Западной Камчатки. - "Геол. и геофиз.", № 6.
- Пушаровский Ю.М. 1960. Приверхо-янский краевой прогиб и мезозонды Северо-Восточной Азии. - В кн.: Тектоника СССР, т. 5. М., Изд-во АН СССР
- Пушаровский Ю.М. 1972. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. - "Труды ГИН АН СССР", вып. 234.
- Ротман В.К. 1965. О формации "зеленых туфов" и некоторых связанных с ней проблемах. - "Геол. и геофиз.", № 12.
- Самылина В.А. 1973. Корреляция нижнемеловых континентальных отложений Северо-Востока СССР по палеоботаническим данным. - "Сов. геол.", № 8.
- Самылина В.А. 1974. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР. - В кн.: Комаровские чтения. XXVII. Л., "Наука".
- Самылина В.А. 1975. Палеоботаническое обоснование стратиграфии верхнеюрских, нижнемеловых и сеноманских отложений Северо-Востока СССР. - В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Тезисы докладов Междуправительственного стратиграфического совещания. Магадан.
- Снятков Л.А., Снятков Б.А. 1958. Верхояно-Чукотская складчатая область. - В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. М., Госгеолтехиздат.
- Сперанская И.М. 1962а. Кайнозойская формация плато-базальтов северного побережья Охотского моря. - "Геол. и геофиз.", № 2.
- Сперанская И.М. 1962б. Меловой вулканизм Охотско-Чукотского пояса СВ СССР. - В кн.: Вопросы вулканизма (Труды I Всесоюз. вулканол. совещ.), М., Изд-во АН СССР.
- Сперанская И.М. 1962в. О связи интрузивных образований с эффузивами на левобережье р.Нилгысы. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 8.
- Сперанская И.М. 1963а. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 16. Магадан.
- Сперанская И.М. 1963б. Мезо-кайнозойские вулканические формации северного побережья Охотского моря. - Материалы по региональной стратиграфии СССР. М., Госгеолтехиздат.
- Сперанская И.М. 1963в. О природе связи игнимбритов с близповерхностными интрузиями гранитоидов. - "Изв. вузов. Геол. и разв.", № 4.
- Сперанская И.М. 1963 г. Петрохимические типы меловых лав в различных тектонических районах Охотского побережья. - В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР.
- Сперанская И.М. 1964. Геология и петрография кислых эффузивов северного побережья Охотского моря со специальным обзором проблемы игнимбритов. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан.
- Сперанская И.М., Белый В.Ф. 1966. Охотско-Чукотский вулканоген. - В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Недра".
- Сугимура А. 1970. Состав первичных магм и сейсмичность мантии Земли в области островных дуг. - В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., "Мир".
- Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии масштаба 1:5 000 000. 1966. М., "Наука".
- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1:5 000 000. 1956. М., Госгеолтехиздат.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. Объяснительная записка. 1957. М., Госгеолтехиздат.
- Терехов М.И. 1971. Геологическое строение и история развития южной части Омолюнского массива и его

- складчатого обрамления. — Автореф. канд. дис. М.
- Трнер Ф., Ферхуген Дж. 1961. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ.
- Тильман С.М., Белый В.Ф., Николаевский А.А., Шило Н.А. 1969. Тектоника Северо-Востока СССР. (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР масштаба 1:2 500 000). — "Труды Сев.-Вост. комплекс. науч.-иссл. ин-та СО АН СССР", вып. 33, Магадан.
- Тихомиров Л.И. 1970. Геологическое строение и полезные ископаемые полуострова Тайгоноса. — Автореф. канд. дис. Л.
- Устиев Е.К. 1959. Охотский тектономагматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — "Сов. геол.", № 3.
- Устиев Е.К. 1963а. Вулкано-плутонические формации и их положение в структурах Земли. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. Тезисы докладов. М.
- Устиев Е.К. 1963б. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 12.
- Устиев Е.К. 1965. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 3.
- Устиев Е.К. 1966. Основные проблемы изучения вулкано-плутонических формаций и связанных с ним рудных месторождений. — В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. М., "Наука".
- Филатова Н.И. 1974. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса в бассейне р. Пенжины. — "Гестектоника", № 2.
- Филатова Н.И., Дворянкин А.И. 1973. Вулканогенные формации Охотско-Чукотского пояса, особенности их строения и развития. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли (Материалы I Всесоюзного палеовулкано-логического симпозиума). М.
- Фирсов Л.В. 1965. Абсолютный возраст гранитоидов полуострова Тайгонос. — "ДАН СССР", т. 162, № 2.
- Фремд Г.М. 1972. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов. — "Труды Лабор. палеовулканол. Дальневост. политехн. ин-та", вып. 5.
- Хворова И.В. 1965. О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., "Наука".
- Херасков Н.П. 1967. Тектоника и формации. Избр. труды. М., "Наука".
- Хренов П.М., Комаров Ю.В., Бухаров А.А., Гордиенко И.В., Киселев А.И., Лобанов М.П. 1965. О вулкано-плутонических поясах юга Восточной Сибири. — "ДАН СССР", т. 160, № 6.
- Хренов П.М., Комаров Ю.В. 1968. О положении вулканических поясов в структуре Восточной Азии. — В кн.: Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М., "Наука".
- Шатский Н.С. 1965. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. — Избр. труды, т. 3. М., "Наука".
- Шейнманн Ю.М. 1965. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии. — "Сов. геол.", № 8.
- Шейнманн Ю.М., Баженова Г.Н. 1972. Общегеологическое значение некоторых черт состава базальтов океана и материков. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 47, вып. 3.
- Шило Н.П., Бабкин П.В., Белый В.Ф., Сидоров А.А., Копытин В.И. 1973. Пространственно-временные закономерности формирования вулканогенных поясов Восточной Азии и особенности их металлогении. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли (Материалы I Всесоюз. палеовулканол. симпоз.). М.
- Штейнберг Л.С., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Малахова Л.В., Бушляков И.Н., Краснобаев А.А., Чашукина В.А. 1971. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Материалы к симпозиуму. Свердловск.
- Юдин С.С. 1964. К тектонике северного побережья Охотского моря. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 17, Магадан.
- Mijashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. — "Amer. J. Sci.", v. 274.
- Peacock M.A. 1931. Classification of igneous rocks Series. — "J. Geol.", v. 39.

Таблица I

Химический состав нижнепалеозойских-палеогеновых вулканогенных пород п-ова

Компоненты и параметры	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	56,26	56,78	56,86	60,63	61,73	62,39	67,89
TiO ₂	0,68	0,76	0,85	1,10	0,85	0,47	0,60
Al ₂ O ₃	18,98	15,88	18,67	12,66	14,91	15,48	14,28
Fe ₂ O ₃	1,37	2,05	2,40	1,82	2,90	1,98	1,21
FeO	5,35	6,18	5,06	7,19	3,71	3,72	2,70
MnO	0,11	0,27	0,08	0,20	0,13	0,13	0,09
MgO	3,60	4,09	1,73	6,35	2,68	2,23	0,57
CaO	2,48	1,47	3,05	1,85	2,09	1,10	1,60
Na ₂ O	6,45	1,46	7,01	2,91	4,41	0,68	4,63
K ₂ O	2,44	8,86	1,79	0,31	3,95	9,78	4,96
P ₂ O ₅	0,32	0,07	0,39	0,27	0,27	0,04	0,08
CO ₂	0,18	-	-	-	0,74	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	2,08	1,56	1,82	4,00	1,18	1,39	0,74
H ₂ O ⁻	0,24	0,12	0,20	0,28	0,14	0,14	0,20
Сумма	100,54	99,55	99,91	99,57	99,69	99,53	99,55
П.п.п.							

Числовые характеристики, по А.Н. Заваришскому

a	17,6	16,2	18,5	6,7	15,5	13,8	17,2
c	3,0	1,8	3,6	2,2	2,3	1,2	1,9
b	15,3	16,5	10,5	22,0	11,0	22,0	4,7
s	64,1	65,3	67,3	68,6	71,2	62,6	76,0
a'	10,6	10,0	-	13,5	-	63,8	5,6
f'	50,0	47,8	68,5	38,3	55,0	21,0	74,8
m'	39,4	41,2	28,8	48,4	42,0	15,3	19,7
c'	-	-	2,7	-	3,1	-	-
n	80,0	20,3	85,6	47,0	62,8	9,6	58,5
φ	16,8	10,7	20,1	6,7	22,5	6,5	19,7
t	0,95	1,5	1,3	1,4	0,9	0,6	0,7
Q	-10,0	-3,4	-5,9	22,1	9,1	-3,2	15,9
a/c	5,9	9,0	5,1	3,04	6,7	11,5	9,05

Тайгнос (в вес.%)

8	9	10	11	12	13	14	15
73,43	73,81	74,64	76,01	82,85	42,73	45,48	45,83
0,30	0,25	0,26	0,25	0,30	0,99	1,13	2,29
12,95	12,48	11,77	11,52	7,76	15,19	19,49	16,86
1,73	1,07	2,02	1,30	2,33	2,31	2,75	6,00
1,29	1,15	1,19	1,03	0,89	4,51	6,17	6,88
0,04	0,03	0,03	0,01	0,03	0,24	0,19	0,35
0,16	0,07	-	0,35	-	3,70	4,44	5,38
1,23	1,41	1,48	1,47	1,23	14,74	10,63	7,25
5,62	2,76	4,21	3,71	1,25	3,31	3,31	2,86
2,39	5,97	4,32	3,82	3,95	0,84	0,88	0,20
0,01	0,02	0,07	0,07	0,16	0,32	0,16	0,48
-	-	-	-	-	7,50	0,84	1,28
-	-	-	-	-	-	-	-
0,19	0,28	0,20	0,18	0,06	3,26	4,23	3,58
0,18	0,26	0,10	0,12	0,04	0,34	0,58	0,28
99,52	99,56	100,29	99,84	100,95	99,98	100,28	99,52

Числовые характеристики, по А.Н. Заваришкому

15,1	14,7	14,8	13,2	7,9	9,6	9,6	7,2
0,7	0,8	0,1	0,8	0,9	6,7	9,7	5,3
3,5	3,1	4,3	3,4	3,10	27,9	22,3	27,7
80,6	81,4	81,0	82,8	88,2	55,8	58,4	59,8
-	-	-	-	-	-	-	-
74,0	66,0	63,6	57,7	85,2	26,0	41,8	47,9
7,4	6,4	-	17,3	-	25,4	37,4	36,0
18,5	27,6	36,4	25,0	14,6	48,6	20,8	16,1
78,3	40,6	59,6	60,0	32,3	85,5	84,1	96,0
40,7	29,8	36,4	30,7	58,2	7,7	11,6	20,6
0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	1,8	1,8	3,7
30,4	32,6	32,1	38,2	59,6	-14,3	-12,1	-0,8
21,6	18,4	148	16,5	8,8	1,4	0,9	1,4

Таблица I (продолжение)

Компоненты и параметры	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	50,14	50,85	51,02	52,91	54,02	58,04	39,86
TiO ₂	0,96	1,70	0,84	1,44	1,02	1,04	2,76
Al ₂ O ₃	15,25	15,89	19,57	17,13	17,53	16,42	14,37
Fe ₂ O ₃	3,76	5,54	7,64	3,26	2,15	0,93	7,99
FeO	4,46	5,91	2,98	6,83	6,19	6,25	7,83
MnO	0,13	0,26	0,13	0,20	0,13	0,14	0,24
MgO	4,25	4,74	3,27	3,96	3,44	4,37	3,86
CaO	8,25	4,68	5,82	5,29	7,80	5,19	10,66
Na ₂ O	2,38	5,17	4,33	5,24	3,19	4,27	3,46
K ₂ O	2,15	0,18	2,06	0,66	0,93	1,02	0,31
P ₂ O ₅	0,14	0,30	0,23	0,26	0,23	0,22	0,18
CO ₂	3,18	1,50	-	0,14	0,14	0,07	5,04
C	0,16	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	4,28	3,12	2,24	2,47	2,77	1,45	3,55
H ₂ O ⁻	0,38	0,22	0,14	0,32	0,14	0,18	0,37
Сумма	99,87	100,06	100,27	100,11	99,68	99,59	100,48
П.п.п.						1,03	

Числовые характеристики, по А.Н. Заварицкому

a	9,0	12,2	13,3	12,8	9,0	11,1	8,9
c	6,8	5,1	7,4	6,7	8,1	5,6	6,3
b	20,5	20,4	16,1	17,5	16,5	15,3	31,6
s	63,7	62,0	63,2	63,0	66,4	67,8	53,2
a'	-	-	-	4,8	-	-	-
f'	40,7	54,1	62,2	55,2	49,7	45,7	51,3
m'	38,5	41,0	36,2	39,0	37,4	48,9	23,0
c'	20,8	4,9	0,9	-	12,8	5,4	26,0
n	63,3	99,7	75,8	92,3	84,0	86,2	95,0
φ	17,6	23,9	43,6	16,8	11,5	5,4	24,0
t	1,4	2,4	1,2	2,2	1,4	1,3	4,8
Q	2,6	-5,2	-7,6	-6,3	6,7	8,0	-17,7
a/c	1,1	2,4	1,8	1,9	1,1	1,9	1,4

23	24	25	26	27	28	29
42,07	45,36	45,42	48,30	48,88	51,93	52,29
2,76	0,94	2,00	1,00	1,23	2,44	1,10
24,20	22,40	21,90	20,80	16,60	15,88	16,84
8,35	5,08	0,42	0,40	2,33	0,73	0,47
8,25	3,17	10,58	10,00	6,09	9,12	7,64
0,18				0,17	0,21	0,11
1,83	3,55	4,82	6,70	4,10	3,79	7,27
1,31	10,49	7,33	5,03	8,90	8,55	5,29
0,79	3,94	2,75	3,30	3,86	4,34	2,62
4,27	0,62	1,00	0,06	1,58	0,69	0,54
0,41				0,50	0,41	0,27
0,10				2,70		0,44
0,04				-		-
5,14				2,74	1,59	4,37
0,76				0,36		0,40
100,46	95,55	96,22	95,59	100,04	99,68	99,65

Числовые характеристики, по А.Н. Заваршкому

8,1	10,8	8,1	7,5	11,6	10,7	6,6
1,6	11,6	9,6	6,2	6,2	5,5	6,6
39,6	18,2	24,6	29,8	21,4	21,7	24,0
50,7	59,4	57,7	56,5	60,8	62,1	62,0
54,0	-	18,0	27,8	-	-	13,6
38,2	46,3	46,3	33,6	39,4	46,6	33,4
7,8	37,7	35,8	38,5	34,9	30,0	53,1
-	15,9	-	-	25,7	23,3	-
22,0	91,3	80,0	98,0	78,5	90,9	89,3
18,0	27,4	1,8	1,39	9,6	2,6	1,8
4,8	1,57	3,2	1,60	1,8	3,3	1,58
-16,4	-14,4	-10,4	-12,2	-6,8	-2,7	5,8
5,1	0,93	0,8	1,2	1,9	1,94	1,0

Таблица I (продолжение)

Компоненты и параметры	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	52,34	56,16	56,17	60,98	61,63	61,70	61,82
TiO ₂	1,36	0,87	0,90	0,78	0,76	0,58	0,91
Al ₂ O ₃	16,24	18,04	16,67	17,12	16,51	18,27	16,12
Fe ₂ O ₃	4,27	3,48	0,74	3,02	1,86	1,95	5,37
FeO	4,22	3,66	4,23	2,65	3,65	2,21	1,06
MnO	0,11	0,16	0,17	0,07	0,11	0,12	0,13
MgO	5,73	4,48	2,11	2,84	2,74	1,48	2,16
CaO	8,30	6,58	5,30	4,10	5,41	4,02	3,26
Na ₂ O	3,76	3,72	2,22	4,04	3,36	4,44	2,98
K ₂ O	0,77	1,64	5,34	0,81	2,80	2,20	2,13
P ₂ O ₅	0,27	0,28	0,36	0,24	0,20	0,29	0,19
CO ₂	0,24		0,20	0,66	0,24		1,72
C	-		-	-	-		-
H ₂ O ⁺	2,19	0,72	5,56	2,12	1,05	2,31	1,81
H ₂ O ⁻	0,22	0,56	0,38	0,16	0,16	0,70	0,21
Сумма	100,02	100,35	100,35	99,59	100,48	100,27	99,87
П.п.п.		0,68		2,64		3,42	3,57

Числовые характеристики, по А.Н. Заварицкому

a	9,7	10,8	13,6	10,3	11,5	13,3	9,4
c	6,3	7,0	5,4	5,0	5,3	5,0	3,9
b	21,8	15,8	10,6	13,6	12,3	8,5	17,3
s	62,2	66,4	70,4	71,0	70,9	73,2	69,5
a'	-	-	-	25,5	-	23,3	46,5
f'	36,2	43,2	48,3	38,8	42,0	46,7	32,6
m'	45,3	49,3	36,4	35,7	38,0	30,0	20,9
c'	18,5	7,5	15,4	-	2,1	-	-
n	87,8	77,9	38,4	88,0	64,3	75,5	68,6
φ	17,5	19,5	5,6	19,4	13,4	20,0	26,4
t	1,9	1,16	1,2	0,9	0,96	0,67	1,8
Q	-1,3	4,2	8,2	16,5	13,5	14,8	16,2
a/c	1,5	1,5	2,5	2,06	2,2	2,7	2,4

37	38	39	40	41	42	43	44
62,16	71,52	50,86	51,36	65,70	49,95	50,72	54,95
0,93	0,04	1,12	1,49	0,43	1,18	2,38	1,27
16,26	13,62	19,23	18,38	16,88	20,10	14,45	19,98
2,05	0,69	2,45	3,90	-	0,36	3,76	1,69
3,43	1,58	6,90	6,55	2,84	11,14	8,37	3,59
0,13	0,08			0,06	0,15	0,21	0,09
1,89	0,21	3,81	5,40	1,14	2,51	3,48	3,37
4,85	1,95	7,29	6,23	2,06	5,64	6,86	6,87
4,05	3,89	3,05	4,20	7,17	2,76	5,64	4,10
2,87	5,25	2,30	0,36	1,14	0,39	1,10	0,89
0,18	0,07			0,25	0,18	0,36	0,14
0,16	0,82			0,10	0,60	0,60	0,48
-	-			-	-	-	-
1,19	0,56			1,42	3,82	2,09	2,33
0,16	0,22			0,39	0,74	0,18	0,62
100,31	100,50	97,01	97,87	99,58	99,52	100,20	99,87

Числовые характеристики, по А.Н. Заваришину

13,3	15,8	10,8	10,3	17,7	7,2	14,2	10,3
4,4	1,0	8,5	7,7	2,5	7,4	2,7	8,9
9,8	3,7	17,6	19,7	4,5	23,4	23,0	12,2
72,5	79,5	63,1	62,3	75,3	62,0	60,1	68,6
-	-	-	-	-	29,4	-	4,8
51,0	56,3	53,6	50,4	59,1	51,2	49,6	44,8
53,4	9,1	40,0	48,5	40,9	19,4	25,6	59,3
15,6	34,6	6,4	1,09	0	-	24,7	-
67,7	54,0	67,0	94,5	90,7	91,8	88,4	94,3
17,0	14,5	12,7	17,4	-	1,9	14,3	13,3
1,05	0,08	1,62	2,19	0,46	1,8	3,4	1,7
14,0	26,4	-3,9	-3,7	9,7	2,2	-10,9	7,7
3,0	15,8	1,27	1,34	7,1	0,9	5,2	1,2

Таблица I (продолжение)

Компоненты и параметры	45	46	47	48	49	50	51
SiO ₂	64,65	64,87	69,33	48,04	50,62	50,90	52,11
TiO ₂	1,12	0,99	0,95	2,00	1,52	1,52	1,48
Al ₂ O ₃	15,42	14,83	14,33	21,40	21,43	16,78	16,59
Fe ₂ O ₃	0,85	1,87	-	4,84	0,17	1,40	1,04
FeO	3,95	1,75	3,46	4,46	7,23	7,92	7,79
MnO	0,16	0,12	0,16	-	0,14	0,17	0,17
MgO	0,64	0,21	0,55	4,60	1,82	5,83	5,77
CaO	4,49	5,38	3,06	8,76	7,08	10,36	6,11
Na ₂ O	3,86	2,83	3,86	3,80	3,55	2,77	4,21
K ₂ O	2,08	1,97	3,36	1,10	1,79	0,88	0,92
P ₂ O ₅	0,20	0,55	0,14		0,32	0,32	0,32
CO ₂	0,06	-	-		0,76	-	-
C	-	-	-		-	-	-
H ₂ O ⁺	2,28	3,58	1,14		2,33	0,92	2,81
H ₂ O ⁻	0,36	0,59	0,17		0,75	0,25	0,20
Сумма	100,12	99,54	100,51	99,00	99,51	100,02	99,52
П.п.п.							

Числовые характеристики, по А.Н. Заваришкому

a	11,7	9,7	13,2	10,7	11,7	7,7	11,0
c	4,6	5,7	2,8	10,1	9,7	7,7	6,0
b	6,7	5,2	5,2	18,7	12,5	24,4	20,4
n	76,0	79,4	78,8	60,5	66,1	60,2	62,6
a'	-	-	-	-	8,6	-	-
f'	69,7	68,0	65,8	47,8	63,8	37,2	42,4
m'	16,7	7,0	17,1	44,7	27,6	41,4	49,1
c'	13,6	25,0	17,1	7,4	-	21,4	8,6
n	73,8	68,6	63,2	83,5	75,0	81,7	87,3
φ	10,4	33,3	-	23,5	1,2	5,1	4,1
ε	1,3	1,2	1,0	3,3	2,3	2,2	2,1
Q	25,0	33,7	28,4	-10,5	-0,9	-2,7	-2,8
a/c	2,5	1,7	4,7	1,06	1,2	1,0	1,8

52	53	54	55	56	57	58	59
52,26	52,27	53,60	53,89	60,16	54,60	56,62	62,96
1,39	1,44	1,06	1,09	0,94	1,25	1,50	1,19
18,54	17,53	19,19	17,27	18,64	21,00	20,07	15,11
4,94	1,21	3,76	1,78	2,52	3,44	3,02	1,88
3,48	7,35	5,20	5,97	2,23	3,66	4,03	4,12
0,13	0,15	-	0,16	-	0,05	-	0,17
4,01	5,19	5,20	5,49	2,25	2,48	4,60	2,08
4,98	9,61	7,92	8,15	4,84	6,06	7,82	3,40
4,72	3,08	3,00	2,41	4,40	4,00	3,20	5,69
1,81	0,73	1,47	0,51	2,40	1,70	1,00	0,67
0,11	0,32		0,27		0,44		0,30
-	-		-				0,60
-	-		-				-
0,36	1,23		2,19		1,21		1,67
0,04	0,21		0,46		0,58		0,14
96,77	100,32	100,40	99,64	98,38	100,47	101,86	99,98
0,28			1,95		1,40		

Числовые характеристики, по А.Н. Заваришину

13,8	8,0	9,0	6,3	13,6	10,5	8,8	13,6
6,2	8,1	4,2	9,1	6,1	7,8	9,3	2,7
15,4	21,3	23,2	18,9	8,4	14,8	14,8	10,1
64,6	62,6	63,6	65,7	71,9	66,9	67,0	73,6
-	-	-	-	-	24,5	-	-
51,8	39,0	36,4	40,9	53,0	45,6	44,2	56,4
46,7	42,6	39,2	52,0	47,0	29,9	53,6	35,4
1,4	18,5	24,5	7,1	0	-	2,3	8,2
80,0	87,7	75,0	88,6	74,0	89,0	82,4	93,0
28,2	4,6	14,5	8,4	26,9	20,6	17,7	16,3
2,1	2,0	1,54	1,5	1,2	1,62	1,9	1,4
4,6	1,1	5,0	9,7	20,5	5,0	7,2	17,3
2,2	0,99	2,14	0,7	2,2	1,3	0,9	5,0

Таблица I (продолжение)

Компо- ненты и пара- метры	60	61	62	63	64	65	66
SiO ₂	63,98	65,01	65,33	65,39	66,90	67,62	70,18
TiO ₂	1,05	0,77	0,68	0,72	0,72	0,67	0,51
Al ₂ O ₃	15,92	15,32	15,82	16,36	13,95	15,22	13,85
Fe ₂ O ₃	1,27	1,98	1,66	1,84	2,90	1,68	1,06
FeO	3,42	2,65	3,05	2,49	3,15	2,21	2,58
MnO	0,21	0,11	0,12	0,10	0,17	0,13	0,10
MgO	1,52	1,43	0,83	1,04	0,18	0,99	0,86
CaO	3,40	3,80	1,15	3,90	3,77	1,57	1,26
Na ₂ O	4,32	4,12	4,94	4,32	5,16	4,42	5,73
K ₂ O	3,08	2,83	3,50	2,87	1,81	3,82	3,02
P ₂ O ₅	0,18	0,25	0,17	0,16	0,25	0,10	0,14
CO ₂	-	-	-	-	0,60	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	1,54	1,12	1,40	0,87	0,79	0,80	0,85
H ₂ O ⁻	0,26	0,16	0,16	0,24	0,12	0,57	0,12
Сумма	100,15	99,55	98,81	100,30	100,47	99,80	100,26
П.ц.п.						1,10	

Числовые характеристики, по А.Н. Заварихину

a	14,2	13,2	15,7	13,8	13,8	15,0	16,3
c	3,7	3,7	1,34	4,2	2,5	1,9	0,8
b	7,7	7,9	8,3	6,4	8,1	6,6	5,6
s	74,4	75,2	74,6	75,6	75,6	76,5	77,3
a'	-	-	29,2	-	-	20,4	-
f'	58,9	57,3	53,5	62,3	68,3	55,1	63,9
m	33,8	30,4	17,2	28,0	4,2	24,5	24,4
c'	7,1	12,2	-	9,7	27,5	-	11,6
n	68,0	68,7	68,2	69,0	81,4	63,9	74,3
φ	14,3	20,8	18,1	23,6	30,0	22,4	64,0
t	1,2	0,9	0,8	0,8	0,8	0,79	0,5
Q	16,7	20,3	24,6	19,4	21,1	21,1	21,2
a/c	3,8	3,6	11,7	3,3	5,5	7,9	21,8

67	68	69	70	71	72	73	74
72,74	74,69	75,08	78,84	46,99	48,08	48,35	48,98
0,28	0,28	0,33	0,26	1,36	1,57	1,51	1,78
14,05	13,77	13,16	11,99	17,09	16,56	17,47	17,50
0,29	0,67	1,15	0,41	2,64	2,73	2,39	3,35
2,04	0,58	1,82	0,29	7,79	6,67	7,17	6,23
0,17		0,05		0,26	0,18	0,20	0,22
0,41	1,00	0,76	0,14	8,46	6,59	6,63	6,70
0,85	0,55	0,39	0,53	8,52	6,20	8,31	9,02
4,99	4,80	2,97	4,20	2,99	4,12	3,47	2,82
3,31	3,00	1,90	2,70	0,99	0,76	0,55	0,92
0,10		0,05		0,35	0,38	0,39	0,29
		-		0,10	2,02	0,38	
		-		-	-	0,07	
0,78		2,04		1,81	4,21	2,48	1,90
0,41		0,16		0,18	0,26	0,10	0,71
100,42	99,34	99,86	99,36	99,53	100,33	99,47	100,42
1,05		2,11					1,96

Числовые характеристики, по А.Н. Заварничкому

15,3	13,7	8,7	12,5	8,3	10,8	8,8	7,8
0,99	0,6	0,4	0,6	3,5	6,5	7,9	8,3
3,7	4,6	10,7	2,3	32,0	23,0	24,1	24,3
80,0	81,1	80,2	84,6	56,2	59,7	59,2	59,6
21,4	43,8	64,8	61,1	-	-	-	-
60,8	21,8	23,9	27,8	31,8	41,0	39,7	38,4
17,8	34,3	11,4	11,1	46,0	52,2	49,3	48,7
-	-	-	-	22,4	7,0	11,0	12,9
70,0	70,6	70,5	70,1	81,3	89,3	92,0	81,8
7,1	10,9	8,4	16,7	7,0	10,8	8,95	12,3
0,3	3,1	0,3	0,3	2,1	2,4	2,3	2,63
28,5	34,2	42,6	43,6	-7,7	-8,7	-7,1	-4,7
15,34	22,8	21,8	20,8	2,4	1,7	1,1	0,94

Таблица 1 (продолжение)

Компоненты и параметры	75	76	77	78	79	80	81
SiO ₂	49,10	49,50	49,85	49,86	50,06	51,31	51,40
TiO ₂	1,09	1,56	1,53	1,42	1,25	1,70	2,00
Al ₂ O ₃	14,05	17,02	16,34	14,52	21,07	18,71	20,03
Fe ₂ O ₃	2,65	4,30	5,39	0,62	5,91	6,76	3,97
FeO	5,92	7,14	4,98	8,14	2,09	2,74	5,07
MnO	0,16	0,19	0,17	0,22			
MgO	4,97	5,03	6,51	6,96	5,48	4,06	3,77
CaO	8,28	10,06	7,29	8,88	9,45	9,76	7,27
Na ₂ O	2,43	2,90	4,91	2,57	2,90	3,40	3,50
K ₂ O	1,46	0,54	0,70	0,54	0,52	0,84	1,60
P ₂ O ₅	0,25	0,23	0,39	0,34			
CO ₂	0,04	-	-	0,16			
C	-	-	-	0,24			
H ₂ O ⁺	3,51	1,15	1,90	5,11			
H ₂ O ⁻	0,29	0,04	0,14	0,16			
Сумма	100,20	99,66	100,10	99,94	98,73	99,28	98,61
П.п.п.							
Числовые характеристики, по А.Н. Заваришскому							
a	8,3	7,4	11,3	6,6	7,7	9,1	10,6
c	6,2	8,2	4,8	6,9	11,4	8,5	9,0
b	22,9	24,6	26,2	26,1	18,5	20,0	16,1
s	62,6	59,8	55,7	60,4	62,5	62,4	64,3
a'	-	-	-	-	-	-	-
f'	38,2	45,1	32,5	34,8	41,2	44,3	55,0
m'	40,0	36,3	37,4	47,8	53,9	35,7	42,3
c'	21,4	18,5	13,0	17,4	5,2	19,6	2,7
n	70,9	90,3	92,0	89,2	90,5	81,0	76,8
φ	10,5	15,6	15,8	2,8	74,0	31,8	22,7
t	1,67	2,4	2,2	2,1	1,77	2,4	2,8
Q	2,7	-3,4	-16,0	0,7	-1,9	-1,9	-1,6
a/c	1,3	0,9	2,4	0,96	0,68	1,07	1,2

82	83	84	85	86	87	88	89
52,98	56,70	61,12	62,38	67,73	72,97	62,74	55,66
1,56	1,53	1,36	1,69	0,68	0,54	0,94	1,05
16,04	17,20	14,56	16,48	13,68	13,40	6,10	16,99
6,05	6,49	6,19	4,18	2,57	0,42	1,39	1,88
3,88	4,19	2,68	4,77	3,15	3,39	4,50	6,43
0,19	0,20	0,20	0,23	0,14	0,12	0,17	0,18
3,11	1,79	1,71	1,34	1,25	0,59	1,65	3,73
10,35	5,07	4,60	2,84	4,96	2,64	4,95	5,68
2,33	4,12	2,20	2,18	2,28	0,97	5,54	2,90
0,10	1,85	2,24	2,02	1,24	2,02	1,18	0,78
0,36	0,30	0,43	0,15	0,10	0,11	0,41	0,27
-	-	0,12		0,26	0,08	0,36	0,42
-	-	-		-	0,07	-	0,08
2,35	0,36	1,87	1,42	1,45	2,15	0,43	3,20
0,25	0,16	0,30	0,34	0,11	0,14	0,26	0,47
99,55	99,96	99,58	100,02	99,60	99,61	100,62	99,72
			1,36				

Числовые характеристики, по А.Н. Завацкому

5,5	12,2	8,3	7,7	7,0	4,9	13,8	8,1
8,7	5,9	5,8	3,4	5,8	3,1	3,8	7,4
20,0	14,2	12,4	15,7	8,2	10,8	10,6	16,3
65,8	67,7	73,5	73,2	79,0	81,2	71,8	68,2
-	-	3,4	49,2	-	58,0	-	7,9
48,3	74,4	56,7	36,4	70,3	33,3	53,2	51,3
28,0	22,2	18,7	14,5	26,3	8,7	26,1	40,7
23,6	3,4	-	-	3,4	-	22,6	-
90,0	76,8	60,3	62,5	70,0	43,3	87,2	84,0
27,6	74,4	34,8	6,1	27,2	3,7	11,5	10,6
2,2	1,98	1,6	1,98	0,8	0,57	1,1	1,5
11,9	5,1	24,6	27,6	38,2	49,5	12,2	12,8
0,6	2,3	1,4	2,3	1,2	1,58	3,6	1,1

Таблица I (продолжение)

Компоненты и параметры	90	91	92	93	94	95	96
SiO ₂	56,17	58,98	47,00	63,68	49,48	49,50	58,91
TiO ₂	0,85	1,02	1,36	0,68	1,11	1,04	1,30
Al ₂ O ₃	18,34	18,67	17,26	16,06	15,09	15,72	15,55
Fe ₂ O ₃	4,27	3,22	9,04	1,51	2,77	3,46	3,75
FeO	4,17	3,15	1,87	3,95	6,65	6,13	3,53
MnO	0,17	0,10	0,30	0,18	0,20	0,17	0,11
MgO	2,41	1,27	8,59	1,72	9,81	10,79	3,59
CaO	6,56	6,79	6,55	6,10	9,32	8,32	5,47
Na ₂ O	2,88	3,56	2,62	4,12	2,70	3,04	4,94
K ₂ O	0,44	0,63	0,14	0,86	1,20	1,06	1,70
P ₂ O ₅	0,16	0,35	0,35	0,25	0,11	0,18	0,40
CO ₂	0,76	0,62	0,72	-	0,30		
C	-	-	0,05	-	-		
H ₂ O ⁺	2,03	1,41	3,47	0,66	0,52	0,47	0,54
H ₂ O ⁻	0,42	0,28	0,26	0,18	0,68	0,29	0,32
Сумма	99,63	100,05	99,58	99,95	99,94	100,17	100,11
П.п.п.						0,25	0,79

Числовые характеристики, по А.Н. Заваришкому

a	7,5	9,3	6,2	10,5	7,7	8,1	13,3
c	8,6	8,8	8,4	5,7	6,1	6,2	3,7
b	14,3	8,6	27,3	10,0	30,0	30,1	15,5
s	69,6	73,3	58,1	73,8	56,2	55,6	67,5
a'	11,3	-	5,2	-	-	-	-
f'	58,4	72,6	38,3	52,0	28,8	29,1	42,0
m'	30,3	26,5	55,8	29,5	54,3	58,7	39,0
c'	-	0,8	-	18,5	16,7	12,2	18,8
n	92,2	90,0	90,0	86,9	77,2	80,3	86,6
φ	27,7	34,1	34,1	12,4	7,6		20,0
τ	1,06	1,3	2,1	0,84	1,7		1,6
Q	15,6	19,2	-5,6	20,9	-9,1	11,0	2,5
a/c	0,87	1,6	0,73	1,84	1,3	1,31	3,6

97	98	99	100	101	102	103	104
59,12	59,80	60,42	67,14	55,95	56,71	57,27	53,58
0,94	0,90	0,91	0,65	0,79	0,84	0,88	1,07
14,33	15,55	18,49	14,83	15,05	15,36	15,52	17,31
3,87	0,79	2,77	3,15	3,01	1,69	3,77	2,25
1,98	4,18	2,87	1,05	4,80	5,07	3,64	3,78
0,08	0,13	0,12	0,04	0,14	0,12	0,13	0,11
4,51	5,21	1,97	1,66	3,24	2,53	3,79	3,99
6,56	6,16	4,98	3,36	7,29	6,91	6,40	7,96
4,54	3,79	4,04	4,85	2,70	3,71	3,19	3,11
2,24	1,77	1,53	1,96	2,24	1,07	0,58	0,96
0,39	0,22	0,21	0,12	0,16	0,23	0,25	0,55
-	-			0,04	2,72	0,16	-
	-			0,01	0,09	-	-
0,19	0,92	0,80	0,60	3,45	2,19	3,31	4,63
0,18	0,34	0,48	0,68	1,15	0,39	0,71	0,34
98,93	99,76	99,59	100,09	100,02	99,63	99,60	99,64
		0,95	1,19				

Числовые характеристики, по А.Н. Заварицкому

12,8	10,8	11,14	13,4	9,6	10,4	8,4	9,0
2,9	4,9	6,2	3,1	5,8	5,7	6,8	8,1
17,5	16,0	10,5	7,2	17,1	14,6	15,3	15,8
66,8	68,3	71,9	76,2	67,5	69,3	69,5	67,1
-	-	16,2	-	-	-	-	-
29,2	29,1	50,0	48,5	45,2	46,7	46,4	38,3
43,0	50,4	33,0	38,4	34,2	31,4	44,1	46,3
28,0	16,1	-	13,1	20,6	21,9	9,4	15,4
76,0	76,3	80,3	79,0	65,6	83,3	89,7	82,0
18,4	4,2	23,0	35,5	16,1	11,0	22,3	13,1
1,2	1,9	1,8	0,7	1,06	1,05	1,04	1,5
5,1	30,1	14,8	22,6	10,0	12,1	15,4	8,1
4,4	2,2	1,8	4,5	1,65	1,83	1,2	1,1

Таблица 1 (окончание)

Компоненты и параметры	105	106	107	108	109	110
SiO ₂	49,44	51,73	51,91	55,80	56,78	49,35
TiO ₂	1,02	1,02	1,27	1,02	1,19	1,47
Al ₂ O ₃	17,20	18,60	19,14	17,88	15,27	15,35
Fe ₂ O ₃	3,82	3,92	4,78	2,57	5,60	1,22
FeO	4,15	4,58	2,78	4,73	4,34	6,47
MnO	0,11	0,13	0,11	0,11	0,12	0,23
MgO	3,80	5,00	2,30	2,66	3,97	7,40
CaO	12,43	9,36	8,51	7,32	5,24	10,34
Na ₂ O	2,63	2,95	4,58	2,79	3,52	2,20
K ₂ O	0,12	0,28	0,64	0,18	0,69	1,73
P ₂ O ₅	0,05	0,16	0,25	0,16	0,14	0,46
CO ₂	-	-	-	-	-	0,62
C	-	0,11	-	-	-	0,12
H ₂ O ⁺	5,11	2,48	3,87	4,45	2,97	2,34
H ₂ O ⁻	0,30	0,30	0,30	0,24	0,36	0,31
Сумма	100,18	100,62	100,44	99,91	100,19	99,61

П.п.п.

Числовые характеристики, по А.Н. Заваршскому

a	6,4	7,1	11,9	8,6	8,9	7,4
c	9,4	9,6	7,9	8,7	6,2	6,8
b	22,0	19,6	14,9	13,1	16,8	26,5
s	62,2	63,7	65,3	69,6	68,1	59,3
a'	-	-	-	-	-	-
f'	35,8	41,6	49,5	56,5	55,5	28,4
m'	31,8	45,6	28,2	37,3	41,5	48,5
c'	32,4	12,7	22,3	6,8	2,96	23,1
n	95,4	0,94	92,5	77,6	89,0	66,0
φ	16,2	17,6	29,7	18,0	29,7	3,7
t	1,5	1,5	1,8	1,4	1,5	2,3
Q	2,2	3,6	-1,1	9,3	12,2	-3,0
a/c	0,7	0,7	1,5	0,99	1,4	1,1

111	112	113	114	115	116	117
48,30	50,69	49,85	54,46	54,98	56,64	58,01
1,70	1,28	0,76	0,81	0,81	0,68	0,55
16,65	15,48	19,77	18,27	16,41	18,10	16,75
2,42	9,04	4,53	1,39	2,48	5,29	1,33
8,05	1,36	3,72	6,25	5,75	4,63	4,60
0,14	0,14	0,23	0,15	0,18	0,12	0,11
5,80	5,71	2,50	3,51	4,90	2,40	3,36
7,58	7,52	12,89	6,09	8,18	5,37	6,10
2,63	4,89	1,95	4,50	4,34	4,01	4,26
0,46	0,76	0,08	0,08	0,63	0,08	0,40
0,21	0,23	0,23	0,18	0,18	0,09	0,16
0,98	-	0,72	0,70	-	-	1,24
0,05	-	-	-	-	-	-
4,21	2,33	2,40	3,49	1,24	2,77	3,53
0,77	0,68	0,04	0,04	0,16	0,12	0,04
99,95	100,11	99,67	99,92	100,24	100,30	100,44

Числовые характеристики, по А.Н. Заваришкому

7,0	12,0	4,6	10,8	10,4	9,4	10,5
8,7	4,5	12,4	7,7	5,8	6,8	6,5
22,8	23,7	18,4	14,5	20,3	15,8	13,1
61,5	59,8	64,3	67,0	63,5	68,0	69,9
-	-	-	-	-	14,4	-
46,7	38,6	45,7	54,1	39,0	59,0	44,5
46,8	41,3	25,8	43,9	41,0	26,6	45,6
6,2	20,2	28,4	2,02	20,2	-	9,9
90,0	90,8	97,0	98,6	92,1	98,5	94,5
9,8	32,8	23,4	9,1	10,8	29,7	8,8
2,5	1,86	1,2	1,1	1,1	0,95	0,7
0,3	-8,9	6,4	4,7	0,4	10,4	12,3
0,8	2,7	0,4	1,4	1,8	1,4	1,6

Северо-Тайгоносская зона. Нижний (?) – верхний палеозой. Верхне-пыльинская толща: 1 – порфиритоид. Западное побережье п-ова Тайгонос в районе пос. Большая Чайбуха. Обр. 4д/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.В. Шумихина; 2 – порфиритоид. Верховье р. Большая Чайбуха. Обр. 18а/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.И. Карасева; 3 – порфиритоид. Западное побережье п-ова Тайгонос в районе пос. Большая Чайбуха. Обр. 4е/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.В. Шумихина; 4 – порфиритоид. Верховье р. Большая Чайбуха. Обр. 17а/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.И. Карасева; 5 – порфиронид. Западное побережье п-ова Тайгонос в районе пос. Большая Чайбуха. Обр. 5д/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.И. Карасева; 6 – порфиронид. Верховье р. Большая Чайбуха. Обр. 18б/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.И. Карасева; 7 – порфиронид. Западное побережье п-ова Тайгонос в районе пос. Большая Чайбуха. Обр. 5г/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.И. Карасева; 8 – порфиронид. Западное побережье п-ова Тайгонос в районе пос. Большая Чайбуха. Обр. 5б/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.И. Карасева; 9 – порфиронид. Западное побережье п-ова Тайгонос в районе пос. Большая Чайбуха. Обр. 5б/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.В. Шумихина; 10 – порфиронид. Верховье р. Большая Чайбуха. Обр. 7е/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.И. Карасева; 11 – порфиронид. Верховье р. Большая Чайбуха. Обр. 8а/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.И. Карасева; 12 – порфиронид. Верховье р. Большая Чайбуха. Обр. 18в/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.И. Карасева.

Верхняя пермь: 13 – тефрогенный песчаник. Водораздел р. Кычувэеема и руч. Тикаса. Обр. 146б/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Е.В. Черкасова; 14 – базальтовый туф. Водораздел р. Кычувэеема и руч. Тикаса. Обр. 145а/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Е.В. Черкасова; 15 – базальт. Верховье р. Кычувэеема. Обр. 94г/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.И. Карасева; 16 – тефрогенный алевролит. Водораздел р. Кычувэеема и руч. Тикаса. Обр. 146а/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Е.В. Черкасова; 17 – базальт. Верховье р. Кычувэеема. Обр. 94в/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.И. Карасева; 18 – базальт. Верховье р. Кычувэеема. Обр. 146в/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.А. Канакина; 19 – андезит-базальт. Верховье р. Кычувэеема. Обр. 94б/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.И. Карасева; 20 – андезит-базальт. Верховье р. Кычувэеема. Обр. 94а/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 21 – андезит. Бухта р. Тополовки. Обр. 1г/л–68.

Верхний триас. Норий + рэт (?) нерасчлененные: 22 – афировый базальт. Верховье р. Кычувэеема. Обр. 85б/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Е.В. Черкасова; 23 – базальтовый шлак. Левобережье р. Кычувэеема в верховьях. Обр. 89в/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Е.В. Черкасова.

Нижняя юра: 24 – базальт. Истоки р. Кычувэеема. Обр. 7217/Т-70; 25 – базальт. Истоки р. Большая Чайбуха. Обр. 1017/Т-70; 26 – базальт. Истоки р. Кычувэеема. Обр. 7216а/Т-70; 27 – порфировый базальт. Левобережье р. Тикаса в среднем течении. Обр. 149е/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Е.В. Черкасова; 28 – базальт. Истоки р. Большая Чайбуха. Обр. 61г/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Е.В. Черкасова; 29 – андезит-базальт. Южное побережье п-ова Халпильи. Обр. 73а/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 30 – андезит-базальтовая лавовая брекчия. Южное побережье п-ова Халпильи. Обр. 73в/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 31 – андезит. Северный берег бухты Имповеем. Обр. 18/Н-63. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Ивонина; 32 – андезит-базальт. Левобережье руч. Тикаса в среднем течении. Обр. 149г/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Е.В. Черкасова; 33 – андезит. Правобережье р. Тополовки. Обр. 116/л–68. ЦХЛ СВГУ; 34 – андезит. П-ов Глиняный (западное побережье п-ова Тайгоноса). Обр. 53ж/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 35 – андезит-дацит. Северный берег бухты Имповеем. Обр. 32а/Н-63. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Ивонина; 36 – андезит. Правобережье р. Тополовки. Обр. 30в/л–68. ЦХЛ СВГУ; 37 – андезит-дацитовая туфолова. Западное побережье п-ова Тайгонос, п-ов Глиняный. Обр. 53ж₁/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 38 – липарит. П-ов Глиняный. Обр. 53б/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.Л. Бирюкова.

Дайки и субвулканические тела, прорывающие среднеюрские отложения: 39 – базальтовая дайка. Левобережье р. Кычувэеема. Обр. 7082/Т-70; 40 – базальт. Субвулканическое тело. Водораздел руч. Эйка и р. Кычувэеема. Обр. 7551-1/Т-70; 41 – дацитовая дайка. Левобережье р. Кычувэеема в верховьях. Обр. 91а/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Е.В. Черкасова.

Верхняя юра, Нижняя вулканогенная толща: 42 – порфировый базальт (возможно, субвулканическое тело). Левобережье р. Кычувзеема, Обр. 156е/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.В. Шумихина; 43 – миндалекаменный андезито–базальт. Дайка, Западное побережье п–ова Тайгонос, Зал. Средний, Обр. 356к/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 44 – андезито–базальтовый шлаковый туф. Левобережье р. Кычувзеема в среднем течении, Обр. 156г/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.В. Шумихина; 45 – дацитовый туф. Левобережье р. Кычувзеема в среднем течении, Обр. 154д/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Е.В. Черкасова; 46 – дацитовый туф. Левобережье р. Кычувзеема в среднем течении, Обр. 154и/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Е.В. Черкасова; 47 – липарито–дацитовый туф. Левобережье р. Кычувзеема в среднем течении, Обр. 154б/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Е.В. Черкасова.

Верхняя юра, Гырзянгинская свита: 48 – базальт. Левобережье р. Кына, Обр. 7273/Т–70; 49 – базальт. Правобережье р. Тальнавеема в нижнем течении, Обр. 194в/3–68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.В. Шумихина; 50 – миндалекаменный долерит. Субвулканическое тело. Западное побережье п–ова Тайгонос к югу от зал. Среднего, Обр. 97г/3–67, ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 51 – миндалекаменный долерит. Субвулканическое тело. Западное побережье п–ова Тайгонос к югу от руч. Зеленого, ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 52 – андезито–базальт. Левобережье р. Каленмына, Обр. 21496/Л–68. ЦХЛ СВГУ; 53 – диабаз. Субвулканическое тело. Западное побережье п–ова Тайгонос к югу от руч. Зеленого, Обр. 98/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 54 – андезито–базальт. Левобережье р. Кына, Обр. 7273в/Т–70; 55 – андезито–базальт. Левобережье р. Каленмына, Обр. 21456/Л–68. ЦХЛ СВГУ; 56 – андезит. Правобережье р. Кенгевеема в верхнем течении, Обр. 7455/Т–70.

Верхняя юра – нижний мел, Вавачунская свита: 57 – андезито–базальт. К северу от истоков р. Имповеема, Обр. 335/Н–63. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Ивонина; 58 – андезито–базальт. Водораздел рек Кычувзеема и Правого Кычувзеема, Обр. 7591/Т–70; 59 – андезито–дацитовый туф. Северо–западное побережье п–ова Теланского, Обр. 120а/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 60 – андезито–дацитовый туф. Западное побережье п–ова Тайгонос к югу от руч. Зеленого, Обр. 102б/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 61 – дацитовый туф. Западное побережье п–ова Тайгонос к югу от руч. Зеленого, Обр. 102а/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.Л. Бирюкова; 62 – сваренные туфы трахидацитов. Долина р. Кривой, Обр. 101б/Л–67. ЦХЛ СВГУ; 63 – дацитовый туф. Западное побережье п–ова Тайгонос к югу от руч. Зеленого, Обр. 102д/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 64 – спекшийся дацитовый туф. Северо–западное побережье п–ова Теланского, Обр. 119в/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 65 – трахиппарит. Верховья р. Яйноваяма, Обр. 122/Н–63. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Ивонина; 66 – липарито–дацитовый туф. Северо–западное побережье п–ова Теланского, Обр. 120д/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.Л. Бирюкова; 67 – липарит. Верховья р. Вавачуна, Обр. 979/И–65. ЦХЛ СВГУ, аналитик Сидорова; 68 – кварцевый порфир. Левобережье р. Кенгевеема в среднем течении, Обр. 5633/Т–70; 69 – липарит. Верховья р. Кына, Обр. 1030а/Л–67. ЦХЛ СВГУ; 70 – кварцевый порфир. Правобережье р. Кенгевеема в верхнем течении, Обр. 7441/Т–70.

Нижний мел, Теланская свита: 71 – базальт. Северо–западное побережье п–ова Теланского, Обр. 118а/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.Л. Бирюкова; 72 – базальт. Северо–западное побережье п–ова Теланского, Обр. 120б/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.Л. Бирюкова; 73 – базальт миндалекаменный. Северное побережье Внутренней губы, Обр. 180–1/3–62. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.В. Степанец; 74 – базальт. П–ов Теланский, Обр. 175/Н–63. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Ивонина; 75 – базальтовый шлаковый туф. Левобережье руч. Анежкина на северном побережье Внутренней губы, Обр. 175–4/3–62. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.В. Степанец; 76 – базальт. Юго–восточный склон горы Теланской, Обр. 147а/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 77 – базальт миндалекаменный. Северо–западное побережье п–ова Теланского, Обр. 119а/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 78 – базальт. П–ов Теланский, Обр. 185–1/3–62. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.В. Степанец; 79 – базальт. Правобережье р. Кенгевеема в среднем течении, Обр. 7417/Т–70; 80 – базальт. Водораздел рек Правого Кычувзеема и Вавачуна в среднем течении, Обр. 7231/Т–70; 81 – базальт. Левобережье р. Кенгевеема в верхнем течении, Обр. 7295/Т–70; 82 – андезито–базальтовый шлаковый туф. Юго–восточный склон горы Теланской, Обр. 150в/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 83 – андезитовый туф. Юго–восточный склон горы Теланской, Обр. 146а/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.Л. Бирюкова; 84 – андезитовый туф. Юго–восточный склон горы Теланской, Обр. 150д/3–67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.Л. Бирюкова; 85 –

агглютинат андезито-дацита. Верховья руч. Яйновьяма, Обр. 129/Н-63. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Ивонина.

Нижний мел. Рябинкинская свита. Нижняя подсвита: 86 - дацитовый туфлит. Внутренняя губа, Левобережье руч. Анежкина. Обр. 1356/3-67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.Л. Бирюкова; 87 - кислый пепловый туф или туффит. Северное побережье Внутренней губы, левобережье руч. Анежкина. Обр. 175-14/3-62. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.В. Степанец. Средняя подсвита: 88 - гранодиорит-порфир. Дайка, Правобережье р. Осиновки. Обр. 61а/3-65. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.Л. Бирюкова. Верхняя подсвита: 89 - андезито-базальт. Водораздел рек Осиновки и Вискичуна. Обр. 68/3-62. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.В. Степанец; 90 - андезито-базальт. Северное побережье Внутренней губы, левобережье р. Осиновки. Обр. 168а/3-67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.Г. Семенова; 91 - андезит. Побережье Внутренней губы в районе устья р. Осиновки. Обр. 64г/3-65. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.Л. Бирюкова.

Явоймская толща: 92 - базальт миндалекаменный. Левобережье руч. Шовного (басейн. р. Ван-Уоньяояма). Обр. 18/3-65. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.Л. Бирюкова; 93 - андезито-дацит порфировый. Водораздел рек Кенгевеема и Ван-Уоньяояма (верховья руч. Ветвистого). Обр. 9а/3-65. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.Л. Бирюкова;

Палеоген. Золен-олигоцен. Кытыймская свита: 94 - базальт оливино-пироксеновый. Западное побережье п-ова Тайгонос к югу от р. Кривой. Обр. 3666/3-67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.Л. Бирюкова; 95 - базальт из субвулкана в кытыймской свите. Обр. 3826/Л-67. ЦХЛ СВГУ; 96 - андезит. Устье р. Кривой. Обр. 1191-1/Л-67. ЦХЛ СВГУ; 97 - андезит пироксеновый. Западное побережье п-ова Тайгонос к югу от р. Кривой. Обр. 396/3-67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик И.Л. Бирюкова; 98 - андезит пироксеновый. Западное побережье п-ова Тайгонос к югу от пос. Большая Чайбуха. Обр. 14а/3-67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.В. Степанец; 99 - андезит. Р. Тополовка. Обр. 3365/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 100 - дацит. Устье р. Кривой. Обр. 382в/Л-68. ЦХЛ СВГУ.

Верхняя юра - нижний мел нерасчлененные: 101 - андезито-базальт. Юго-западная часть п-ова Елистратова. Обр. 182д/3-64. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.В. Степанец; 102 - миндалекаменный андезито-базальт. Юго-западная часть п-ова Елистратова. Обр. 178а/3-64. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.В. Степанец; 103 - андезитовый туф. Юго-западное побережье п-ова Елистратова. Обр. 182а/3-64. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.В. Степанец.

Южно-Тайгоносская зона. Вискичунская подзона. Средняя юра: 104 - андезито-базальтовый туф. Левобережье р. Вискичуна (водораздел ручьев Лапки и Стрелы). Обр. 67а/3-65. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская.

Верхняя юра: 105 - базальтовый туф. Левобережье р. Вискичуна. Бассейн р. Стрелы. Обр. 66в/3-65. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 106 - базальтовый туф. Левобережье р. Вискичуна. Бассейн руч. Стрелы. Обр. 66г/3-65. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 107 - базальтовый туф. Левобережье р. Вискичуна, бассейн руч. Стрелы. Обр. 66б/3-65. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 108 - андезитовый туф. Левобережье р. Вискичуна. Обр. 127/3-62. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 109 - андезито-базальтовый туф. Левобережье р. Вискичуна, бассейн руч. Лапки. Обр. 65б/3-65. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская.

Верхняя юра - нижний мел нерасчлененные. Ййновьямская серия: 110 - базальт миндалекаменный. Северо-восточный угол Внутренней губы, левобережье р. Вискичуна. Обр. 86/3-62. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.В. Степанец.

Нижний мел. Рябинкинская свита: 111 - базальтовый туф. Северное побережье Внутренней губы. Левобережье р. Осиновки. Обр. 170в/3-67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.Г. Семенова; 112 - базальтовый туф. Северное побережье Внутренней губы. Левобережье р. Осиновки. Обр. 170е/3-67. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.Г. Семенова.

Нейнегская подзона. Верхняя пермь - верхняя юра нерасчлененные: 113 - базальт. Западное побережье п-ова Тайгонос к югу от м. Зубчатого. Обр. 135е/3-63. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 114 - андезито-базальт. Западное побережье п-ова Тайгонос в 3,5 км к югу от м. Зубчатого. Обр. 135д/3-63. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 115 - андезито-базальт ороговикованный. Бассейн р. Кенгевеема, руч. Базовый. Обр. 75б/3-65. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 116 - андезито-базальт ороговикованный. Руч. Базовый (бассейн р. Кенгевеема). Обр. 5б/3-65. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская; 117 - андезитовый туф. Западное побережье п-ова Тайгонос к югу от м. Зубчатого. Обр. 135ж/3-63. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.Ф. Галковская.

Образцы из коллекции: А - Е.А. Анциферова, З - Н.Б. Заборовской, И - В.А. Иванова, Л - Н.А. Леоненко и Г.Н. Логиновой, М - М.С. Маркова, Н - Г.Е. Некрасова, Т - Л.И. Тихомирова.

Таблица II

Химический состав Авековской группы интрузий п-ова Тайгонос (в вес. %)

Компоненты и параметры	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	67,20	68,5	69,2	69,56	70,22	70,77	70,80
TiO ₂	0,50	0,29	0,36	0,32	0,32	0,24	0,32
Al ₂ O ₃	16,02	15,91	16,14	16,14	14,32	15,41	16,28
Fe ₂ O ₃	1,48	1,02	1,86	1,49	1,65	1,27	0,78
FeO	2,16	2,18	0,96	1,15	1,80	1,44	0,72
MnO	0,11			0,10	0,10	0,07	
MgO	1,63	1,26	0,72	0,76	1,14	0,70	0,95
CaO	3,87	3,30	1,94	2,52	1,84	2,34	2,04
Na ₂ O	3,89	4,04	4,60	4,08	3,51	4,12	5,00
K ₂ O	2,08	2,94	3,40	3,01	4,27	2,69	2,86
H ₂ O ⁺	0,80			0,60	0,36	0,50	
H ₂ O ⁻	-			0,04	0,20	-	
P ₂ O ₅	0,13			0,11	0,09	0,08	
Сумма	99,87	99,44	99,18	99,88	99,82	99,63	99,75
П.п.п.	0,86			1,41	0,46	0,34	

Числовые характеристики, по А.Н. Заваришкому

a	11,7	13,1	14,7	13,2	13,7	12,7	14,8
c	4,7	4,0	2,3	3,0	2,2	2,8	2,4
b	6,6	5,1	5,3	5,6	5,6	5,5	4,3
s	77,0	77,7	77,4	78,2	78,5	78,8	78,5
a'	6,2	2,6	32,5	36,2	11,9	34,1	33,4
f'	51,0	56,5	46,2	42,0	54,8	45,0	30,4
m'	42,6	40,8	21,2	21,6	33,3	20,7	36,4
c'	-	-	-	-	-	-	-
n	74,2	67,6	67,3	79,0	55,0	69,5	72,5
φ	18,7	15,8	30,0	32,4	23,8	19,5	15,2
τ	0,5	0,3	4,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Q	25,9	25,3	23,4	27,0	27,4	29,6	25,0
a/c	2,5	3,3	6,4	4,4	6,2	4,5	6,2

Примечание. 1 - гранодиорит. Массив Чайка. Водораздел рек Тихой и Пылгина; Обр. 294а/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 2 - кварцевый монзонит. Правобережье р. Пылгина в верхнем течении. Обр. 209/Т-70; 3 - гранит. Авековский массив. Обр. 214/Т-70; 4 - гранит. Авековский массив. Обр. 768а/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 5 - гранит. Авековский массив. Обр. 770х/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 6 - гранит. Массив Чайка. Обр. 297а/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 7 - гранит. Массив на водоразделе рек Пылгина и Инчика в среднем течении. Обр. 1140/Т-70; 8 - гранит. Авековский массив. Обр. 1586/Т-70; 9 - гранит. Массив Чайка. Обр. 913-2/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 10 - гра-

8	9	10	11	12	13	14	15	16
71,02	72,23	73,10	73,30	73,40	73,84	74,12	75,02	75,54
0,24	0,16	0,16	0,28	0,16	0,16	0,20	0,18	0,27
15,76	14,75	14,26	17,78	14,12	14,83	15,22	14,47	13,78
1,14	1,17	1,17	0,29	0,62	0,87	0,34	0,25	0,59
0,86	1,44	1,44	0,86	1,44	0,50	0,29	0,50	0,36
	0,11	0,15		0,05	0,06			
0,90	0,78	0,28	0,79	0,50	0,28	0,35	0,40	0,29
1,73	1,35	0,57	1,68	0,97	0,39	0,76	0,90	0,87
5,10	4,09	4,12	4,60	4,14	4,19	4,24	4,40	4,20
3,10	3,26	3,58	3,46	3,61	4,15	4,20	4,00	3,20
	0,52	0,48		0,71	0,50			
	-	0,13		0,05	0,12			
	0,08	0,05		0,06	0,05			
99,85	99,94	99,49	103,04	99,83	99,94	99,72	100,12	99,10
	0,22	0,40		0,33	0,50			

Числовые характеристики, по А. Н. Заваришкому

15,4	13,2	13,7	14,1	13,8	14,6	14,7	14,7	13,3
2,0	1,6	0,6	1,9	1,1	0,4	0,9	1,0	1,0
4,5	6,1	6,1	6,6	4,7	4,9	3,9	3,5	3,6
78,2	79,1	79,3	77,5	80,0	80,0	80,5	81,2	82,5
29,4	40,9	55,9	65,4	45,0	64,0	72,2	55,3	64,3
38,2	37,6	37,6	15,8	38,0	26,6	13,1	23,4	23,2
32,4	21,5	6,5	19,4	16,9	9,3	14,7	21,2	12,5
-	-	-	-	-	-	-	-	-
71,2	65,9	63,4	66,7	63,7	60,6	60,2	62,7	67,4
20,6	15,1	15,1	3,8	11,3	16,0	6,7	8,5	14,3
0,2	0,16	0,16	0,3	0,16	0,16	0,2	0,2	0,3
23,5	30,2	31,4	24,8	31,7	60,5	38,7	31,6	37,0
7,7	8,3	22,8	7,4	12,5	36,5	16,3	14,7	13,3

нит. Массив Чайка. Обр. 2956/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 11 - гранит. Авековский массив. Обр. 1584/Т-70; 12 - гранит. Авековский массив. Обр. 312а/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 13 - субшелочной гранит. Авековский массив. Обр. 309а/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 14 - гранит. Водораздел рек Пылги́на и Инчи́ка. Обр. 1179/Т-70; 15 - аляскитовый гранит. Массив Чайка. Обр. 3654/Т-70; 16 - аляскитовый гранит. Водораздел рек Пылги́на и Инчи́ка в среднем течении. Обр. 1235/Т-70. См. также примечание к табл. I.

Таблица III

Химический состав интрузивных пород Северо-Тайгоносского пояса (в вес. %)

Компоненты и параметры	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	43,97	44,24	47,22	49,32	49,64	49,76	49,76
TiO ₂	3,61	0,71	1,13	1,13	0,33	1,20	1,43
Al ₂ O ₃	10,55	8,60	15,70	13,21	17,60	18,73	18,81
Fe ₂ O ₃	4,18	1,08	4,10	3,43	2,09	1,16	3,94
FeO	10,58	13,40	8,28	7,20	4,53	6,35	5,34
MnO	0,31	0,28	0,26	0,28	0,14	0,13	0,16
MgO	9,88	23,20	7,44	12,37	9,18	5,30	3,86
CaO	10,15	4,70	9,58	7,16	10,54	8,58	7,97
Na ₂ O	2,39	1,34	2,44	2,84	2,69	3,67	4,65
K ₂ O	1,38	0,90	1,20	1,17	0,60	1,01	1,00
H ₂ O ⁺	1,48	1,40	1,80	1,50	1,88	3,13	2,18
H ₂ O ⁺	0,26	0,57	0,03	-	0,49	0,37	0,42
P ₂ O ₅	0,78	0,06	0,13	0,17	0,05	0,24	0,36
CO ₂	0,16		0,62	-		-	
Сумма	99,68	100,48	99,93	99,78	100,76	99,63	99,88
П.п.л.		0,72	1,40	1,00	2,30	2,90	2,48

Числовые характеристики, по А.Н. Завришкому

a	7,2	3,7	7,3	7,7	7,6	9,8	12,45
c	3,2	3,2	7,2	4,6	8,5	7,9	7,1
b	38,4	48,5	29,5	33,2	26,3	19,4	19,0
s	51,2	44,6	56,0	54,5	57,6	62,9	61,4
a'	-	-	-	-	-	-	-
f'	34,6	25,2	40,1	28,5	23,6	37,5	47,15
m'	43,0	71,0	43,7	60,2	59,4	48,0	36,1
c'	21,8	3,8	16,2	11,3	17,0	14,5	16,7
n	72,7	67,8	75,0	77,7	80,0	84,3	87,2
φ	8,9	1,7	12,4	8,3	6,8	5,1	
t	5,8	1,2	1,8	1,7	1,3	7,5	
Q	-15,2	-21,4	-9,8	-11,0	-8,5	-1,7	-9,15
a/c	2,2	1,2	1,01	1,7	0,9	1,2	1,75

8	9	10	11	12	13	14
49,93	51,15	51,93	52,31	52,51	53,12	53,16
1,52	1,36	1,54	1,05	0,94	1,52	1,54
17,54	20,39	17,98	19,51	16,78	20,24	15,72
2,34	2,01	1,78	1,24	1,21	0,90	3,79
7,26	5,59	6,48	6,48	6,58	7,03	7,56
0,16	0,18	0,26	0,20	0,13	0,06	0,20
5,36	3,33	5,60	4,59	7,21	3,41	3,48
6,69	7,81	7,36	3,29	5,55	3,00	7,20
4,04	3,20	3,88	3,71	3,37	4,31	3,39
1,45	0,45	1,20	1,69	1,63	3,93	1,01
3,13	3,50	1,20	4,00	3,13	1,69	2,04
0,32	0,32	0,04	0,20	0,32	0,29	0,06
0,28	0,36	0,39	0,20	0,27	0,28	0,40
-	0,53	-	1,63	0,09	-	0,62
100,02	100,18	99,64	100,10	99,72	99,78	100,17
2,71	3,48	0,50	5,09	2,87	1,26	1,88

Числовые характеристики, по А.Н. Заваришкому

11,5	8,5	10,7	10,9	9,8	15,3	9,4
6,6	10,6	7,1	4,1	6,4	3,6	6,3
20,9	14,9	20,1	23,0	20,2	18,4	20,0
61,0	66,0	62,1	62,0	63,6	62,7	64,3
-	5,1	-	32,8	-	25,9	-
44,7	53,1	40,6	32,6	36,8	42,2	55,3
45,7	41,8	48,6	34,6	61,1	31,9	30,5
9,6	-	10,8	-	2,1	-	14,2
81,3	92,8	82,9	76,9	76,0	62,7	83,3
9,6	12,1	7,7	4,3	4,8	4,6	17,0
2,2	1,9	2,2	1,5	5,4	2,1	2,1
-7,6	4,4	-4,3	-1,9	1,2	-8,8	3,5
1,7	0,8	1,5	2,6	1,5	4,2	1,5

Таблица III (продолжение)

Компоненты и параметры	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	53,90	55,92	56,88	57,72	57,80	57,90	58,36
TiO ₂	1,36	0,92	0,89	2,84	0,72	1,60	0,78
Al ₂ O ₃	18,92	19,38	18,63	18,63	18,68	18,60	16,83
Fe ₂ O ₃	2,71	2,7	2,50	3,66	0,52	2,61	3,24
FeO	5,97	4,2	4,53	0,72	4,68	3,88	4,19
MnO	0,15		0,12				0,11
MgO	3,62	2,75	3,86	2,40	2,7	3,45	3,40
CaO	2,66	6,9	6,13	6,15	5,88	5,26	6,05
Na ₂ O	4,97	4,2	4,23	3,00	4,6	4,60	4,27
K ₂ O	0,81	1,89	1,20	3,00	0,64	4,40	1,38
H ₂ O ⁺	3,14		0,31				1,10
H ₂ O ⁺	0,64		0,90				Не обн.
P ₂ O ₅	0,28		0,17				0,22
CO ₂	0,52						
Сумма	99,65	98,86	100,35	98,12	96,22	102,30	99,93
П.п.п.	3,74			1,74			0,72

Числовые характеристики, по А.Н. Заврицкому

a	12,2	16,3	17,9	11,6	11,7	16,4	11,6
c	3,3	5,2	3,5	7,4	7,5	4,8	5,6
b	21,3	12,4	13,7	8,9	10,5	13,7	14,5
s	63,2	66,1	64,9	72,1	70,7	65,9	68,2
a'	32,4	-	-	-	-	-	-
f'	38,3	33,4	47,8	45,5	51,1	41,8	47,1
m'	29,3	38,8	47,8	48,0	48,2	41,8	40,0
c'	-	27,8	4,4	6,5	0,72	16,1	12,9
n	89,7	58,3	84,0	60,0	92,5	61,2	65,7
φ	11,0	19,3		37,2	4,3	15,6	
t	1,8	1,2		3,5	0,9	2,3	
Q	-1,3	14,4	9,5	12,6	10,5	-6,6	8,2
a/c	3,7	3,1	5,11	1,6	1,6	3,4	2,1

22	23	24	25	26	27	28	29
59,78	59,82	60,27	60,29	60,86	60,98	61,22	61,40
1,00	0,89	0,73	0,78	0,52	0,82	0,66	0,71
18,30	15,45	17,31	16,04	18,34	17,98	18,59	18,52
3,26	2,55	2,40	1,38	4,21	2,04	2,03	1,46
2,74	3,89	3,42	4,29	1,72	3,96	2,99	3,32
	0,26	0,15	0,07	0,11		0,07	0,07
3,35	3,99	2,85	3,52	1,28	3,19	2,20	2,59
6,07	4,84	4,74	3,36	5,76	6,00	4,56	5,20
3,1	4,10	3,69	4,04	4,27	3,20	4,60	4,24
2,14	2,86	2,41	1,02	1,18	2,20	1,17	1,44
	0,90	1,60	3,24	0,53		1,25	0,99
	0,03	0,10	0,26	0,22		0,67	0,29
	0,18	0,20	0,25	1,20		0,12	0,17
						0,13	
99,74	99,76	99,87	98,54	100,20	100,37	100,26	100,40
	0,42	1,00	4,75	1,89		1,76	0,92

Числовые характеристики, по А.Н. Заваришкому

10,2	13,3	12,0	10,3	11,7	10,4	12,2	11,6
7,5	3,7	6,0	4,2	6,9	7,8	5,7	6,5
11,5	14,9	10,5	14,6	8,9	10,3	10,4	9,7
70,8	68,3	71,5	70,7	72,5	71,2	71,8	72,2
-	-	-	20,1	-	-	18,7	7,2
48,7	41,1	53,0	37,8	69,6	48,5	44,6	46,7
50,6	44,3	47,0	41,6	25,6	48,5	36,6	46,1
0,7	14,6	0	-	4,8	3,6	-	-
69,4	68,0	70,6	85,5	84,0	69,3	80,8	81,9
25,3	14,6	20,1	8,6		14,7	16,0	12,9
1,3	1,1	0,89	0,9		0,97	0,88	0,87
13,7	4,1	13,0	16,8	14,7	9,1	13,4	14,7
1,2	3,6	2,0	2,48	1,69	1,3	2,1	1,8

Таблица III (продолжение)

Компоненты и параметры	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	61,42	61,64	61,88	62,08	62,70	62,84	63,00
TiO ₂	1,24	1,09	0,98	0,66	0,75	0,65	0,58
Al ₂ O ₃	15,94	16,62	17,23	16,05	16,60	16,68	16,94
Fe ₂ O ₃	2,26	0,69	0,78	2,00	2,21	1,48	1,69
FeO	3,16	5,37	5,02	3,38	2,38	3,46	3,19
MnO	0,10	0,16	0,13	0,08	0,08	0,13	0,08
MgO	2,88	1,67	2,47	2,87	3,14	2,15	2,43
CaO	5,79	2,42	3,73	5,27	4,41	4,74	5,27
Na ₂ O	4,11	4,74	3,74	3,66	4,41	3,37	4,11
K ₂ O	1,55	1,81	3,04	1,69	2,63	2,95	1,96
H ₂ O ⁺	0,61	1,92	0,30	0,80	0,75	0,94	0,48
H ₂ O ⁻	0,34	0,30	0,78	1,31	0,01	0,08	0,37
P ₂ O ₅	0,21	0,28	0,25	0,07	0,15	0,19	0,09
CO ₂		0,80					
Сумма	99,61	99,51	100,33	99,92	100,22	99,66	100,19
П.п.п.		2,52	0,70	1,77	0,60	0,83	

Числовые характеристики, по А. Н. Завришкому

a	11,4	12,7	12,6	10,5	13,3	11,9	12,0
c	5,2	2,9	4,5	5,5	4,3	5,8	5,4
b	12,0	11,7	11,2	10,5	10,5	8,9	9,8
s	71,4	72,7	71,7	73,4	71,6	73,5	72,8
a'	-	27,6	13,4	-	-	-	-
f'	41,7	48,8	49,4	45,2	40,0	52,2	47,2
m'	41,1	23,6	37,2	45,8	50,2	42,1	42,3
c'	17,2	-	-	9,0	9,7	5,5	10,6
n	79,5	80,0	65,3	76,6	71,8	62,7	78,4
φ	16,0	4,6	6,1	15,5	18,1	14,2	15,5
t	1,4	5,5	1,15	3,5	0,9	0,8	0,78
Q	14,8	17,1	23,7	20,3	11,7	17,3	16,2
a/c	2,2	4,4	2,8	1,9	3,1	2,0	2,2

37	38	39	40	41	42	43	44
63,00	63,10	63,10	63,30	63,43	63,68	64,05	64,67
0,78	0,62	0,64	0,58	0,62	0,77	0,49	0,55
16,07	16,41	18,51	17,83	17,49	15,62	16,10	17,83
0,24	2,19	2,05	1,94	0,86	1,49	1,22	Сл.
4,54	2,87	1,58	2,99	3,10	2,66	2,77	3,55
0,07	0,09		0,15	0,06	0,04	0,06	0,09
2,59	2,59	2,72	1,84	2,41	2,31	1,83	4,03
3,69	4,38	5,46	4,80	3,95	5,09	2,78	1,85
4,04	4,23	4,2	1,72	4,00	4,37	5,13	4,15
3,80	2,20	1,6	3,81	1,69	2,44	2,59	1,81
0,98	0,80		0,62	1,55	0,67	1,54	0,85
0,12	0,20		0,24	0,35	0,28	0,22	0,10
0,19	0,17		0,18	0,17	0,11	0,18	0,19
100,11	99,85	99,86	100,00	99,68	99,53	98,96	99,67
0,83	0,83		0,50	1,67		3,11	0,63

Числовые характеристики, по А.Н. Заварицкому

14,3	12,5	11,8	9,3	11,4	13,1	15,3	11,1
3,6	4,8	6,7	6,0	4,8	3,9	3,2	2,1
9,8	9,8	10,9	10,8	10,6	10,0	7,0	16,9
72,3	72,9	73,6	73,9	73,2	73,0	74,2	69,9
-	-	-	28,2	24,8	-	-	42,7
46,2	48,2	40,4	42,9	36,6	38,2	53,8	19,5
44,7	45,4	58,8	28,9	38,6	38,7	44,7	37,8
9,1	6,4	0,88	-	-	23,0	2,2	-
61,8	74,7	80,0	40,3	78,3	73,0	74,8	77,9
1,4	19,9	21,1	15,4	7,8	12,2	14,0	-
0,94	0,76	0,76	0,66	0,75	0,9	0,6	0,65
12,4	15,0	13,9	23,2	18,5	15,9	14,9	5,5
3,9	2,6	1,8	1,6	2,4	3,4	4,8	5,3

Таблица III (продолжение)

Компоненты и параметры	45	46	47	48	49	50	51
SiO ₂	64,98	64,99	65,30	65,87	66,23	66,52	66,56
TiO ₂	2,38	0,60	0,64	0,51	0,52	0,40	0,51
Al ₂ O ₃	16,85	16,04	17,01	15,66	15,26	18,50	15,84
Fe ₂ O ₃	1,37	1,7	1,7	0,76	1,02	1,42	0,67
FeO	0,60	2,5	1,8	3,63	3,24	1,08	2,57
MnO				0,07	0,06		0,07
MgO	2,21	4,53	2,18	2,16	2,14	1,1	1,85
CaO	3,48	2,23	3,64	3,18	3,65	2,2	3,35
Na ₂ O	3,80	3,5	3,75	4,04	4,49	4,8	5,01
K ₂ O	1,80	3,36	3,10	2,79	2,68	2,2	2,41
H ₂ O ⁺				0,72	0,60		1,05
H ₂ O ⁻				0,13	0,10		0,10
P ₂ O ₅				0,15	0,12		0,15
CO ₂							
Сумма	97,47	99,45	99,12	99,67	100,24	98,22	100,14
П.п.п.	3,08			0,55	0,52		0,91

Числовые характеристики, по А. Н. Заваришкому

a	11,0	12,1	12,4	12,9	13,6	13,4	14,4
c	4,2	4,4	4,3	3,9	3,2	2,6	3,3
b	8,7	12,5	8,3	8,1	8,7	9,6	6,8
s	76,1	71,0	75,0	75,1	74,5	74,4	75,5
a'	36,2	16,7	15,2	3,4	-	58,3	-
f'	20,5	28,1	39,4	51,2	44,8	22,9	43,6
m'	43,3	55,2	45,4	45,4	41,0	18,8	45,5
c'	-	-	-	-	13,3	-	10,9
n	76,25	61,5	64,5	68,4	71,4	72,0	76,4
φ		10,8	18,5	8,4		12,5	7,9
t		0,7	3,2	0,54		0,4	0,54
Q	26,4	13,4	20,9	20,5	18,6	19,4	18,9
a/c	2,6	2,7	2,8	3,3	4,2	5,1	4,4

52	53	54	55	56	57	58
66,72	66,76	66,85	67,18	67,76	67,82	67,84
0,40	0,65	0,39	0,37	0,54	0,38	0,50
14,70	16,37	16,55	15,63	16,71	17,07	14,68
2,66	1,32	1,27	1,85	1,7	1,86	1,94
2,52	2,38	2,12	1,81	2,5	1,44	1,44
0,13	0,07	0,07				0,10
1,28	1,69	1,60	1,64	4,53	0,82	1,66
3,68	3,26	3,35	3,5	2,23	4,08	3,29
3,59	4,47	4,04	3,08	3,5	4,70	3,72
3,10	2,47	2,41	3,46	3,36	1,36	3,46
0,73	0,78	0,73				1,10
0,17		0,07				0,02
0,14	0,14	0,15				0,16
99,82	100,29	99,60	99,52	102,43	99,53	99,91
0,46	0,57	0,73				0,92

Числовые характеристики, по А.Н. Заваришкому

12,5	13,3	12,3	11,7	11,7	12,4	13,2
3,6	3,9	4,1	4,3	2,5	5,0	3,2
7,6	6,7	7,5	7,8	14,3	4,9	6,6
76,3	76,1	76,1	77,2	71,5	77,5	77,0
-	8,2	21,8	12,1	25,6	11,1	-
61,3	49,4	41,8	47,5	25,1	61,1	45,3
28,8	42,4	36,4	40,4	49,3	27,8	42,3
0,9	-	-	-	-	-	12,4
63,7	73,5	72,2	57,6	60,8	83,5	61,8
28,8	16,2	14,5	22,2	9,7	33,4	24,7
0,45	0,7	0,45	0,45	0,6	0,4	0,53
24,0	21,7	23,5	25,7	17,1	25,4	23,6
3,5	3,4	3,0	2,7	4,7	2,5	4,1

Таблица III (окончание)

Компоненты и параметры	59	60	61	62	63	64	65
SiO ₂	69,59	69,92	70,32	70,34	71,08	71,18	71,90
TiO ₂	0,40	0,5	0,33	0,34	0,3	0,21	0,24
Al ₂ O ₃	14,67	16,70	14,28	15,11	16,44	16,31	14,29
Fe ₂ O ₃	1,54	2,71	1,09	1,28	0,6	0,35	1,32
FeO	1,80	1,84	2,29	1,22	0,79	1,60	1,30
MnO	0,10		0,05			0,06	0,05
MgO	0,97	2,80	1,35	1,11	0,66	0,92	0,42
CaO	2,32	4,6	2,02	3,14	1,77	1,37	1,65
Na ₂ O	3,70	3,8	3,73	3,30	4,15	3,52	3,59
K ₂ O	4,13	3,0	3,73	3,90	4,55	3,30	4,31
H ₂ O ⁺	0,36		0,75			0,91	0,34
H ₂ O ⁻	0,04		0,09			0,67	0,12
P ₂ O ₅	0,11		0,11			0,07	0,18
CO ₂							
Сумма	99,73	105,87	100,14	99,74	100,34	100,47	99,71
П.п.п.	0,28		0,60			1,36	0,39

Числовые характеристики, по А.Н. Заваришкому,

a	14,1	11,9	13,3	12,6	15,3	12,2	13,9
c	2,7	4,5	2,4	3,6	1,1	1,6	2,0
b	4,5	8,8	5,9	4,1	3,3	6,6	3,8
s	78,7	74,8	78,4	79,7	79,3	79,6	80,3
a'	-	-	9,0	-	-	48,5	21,0
f'	65,6	42,4	53,4	53,2	38,8	29,3	61,5
m'	32,8	49,7	37,6	43,5	32,7	22,2	17,5
c'	1,5	7,9	-	3,3	28,5	-	-
n	57,7	65,6	61,0	56,4	58,7	61,6	55,7
φ	26,9	24,2		25,4	16,3	6,06	28,1
t	0,43	0,5		1,6	0,3	0,25	0,25
Q	26,5	21,3	27,9	30,6	43,2	33,2	30,8
a/c	5,2	2,7	5,54	3,5	13,9	7,6	6,9

66	67	68	69	70	71	72
72,12	74,27	74,66	75,51	76,04	76,22	76,58
0,28	0,16	0,18	0,12	0,02	0,12	0,06
14,62	13,89	14,24	12,45	13,26	13,18	12,92
0,60	0,20	0,27	1,17	0,07	0,05	0,67
1,58	2,02	0,36	1,44	1,44	1,21	0,45
	0,05		0,07	0,06	Сл.	Сл.
0,40	0,24	0,40	0,14	0,07	0,31	0,25
1,50	0,39	0,83	0,39	0,39	0,43	0,26
4,80	3,93	3,1	3,71	3,53	2,80	3,46
3,46	3,97	5,7	4,76	4,21	4,62	4,82
	0,52		0,30	0,38	0,49	0,11
	0,08		-	-	0,16	0,09
	0,03		0,02	0,03	0,03	0,01
99,46	99,75	99,74	100,08	99,50	99,62	99,68
	0,34		0,16	0,30	0,54	0,20

Числовые характеристики, по А.Н. Заваришкому

15,4	13,6	14,7	14,5	13,2	12,2	13,7
1,7	0,5	0,9	0,5	0,4	0,5	0,4
2,7	5,6	2,5	3,0	4,4	5,3	3,3
80,4	80,4	81,9	82,0	82,8	82,0	82,6
-	58,2	73,8	17,4	61,8	68,3	60,0
73,2	36,0	23,5	76,1	33,8	23,2	28,0
24,4	5,8	2,7	6,5	4,4	8,5	12,0
2,4	-	-	-	-	-	-
77,6	60,5	45,0	54,1	55,8	47,9	52,3
19,5	2,3	21,2	30,4	2,9	2,4	16,0
0,3	0,16	0,2	0,08	-	0,08	0,08
28,1	33,3	33,5	31,5	37,2	39,1	37,4
9,06	27,0	16,3	29,0	33,0	24,0	34,2

1 - габбро. Верховья р. Большая Чайбуха, Обр. 4а/3-68. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.И. Карасева; 2 - кортландит, интрузивная залежь, Северный берег бухты Имповеем, Обр. 29н/Н-63. ЦХЛ СВГУ; 3 - габбро. Массив Кушка, Обр. 49л/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 4 - габбро. Массив Кушка, Обр. 606/Л-68. ЭХЛ СВГУ; 5 - габбро. Водораздел рек Явояма и Вавачуна, Обр. 196/И-65. ЦХЛ СВГУ, аналитик Сидорова; 6 - габбро. Р. Каленмына. Обр. 3302/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 7 - габбро. Правобережье р. Кривой, Обр. 876г/Л-67. ЦХЛ СВГУ; 8 - габбро. Правобережье р. Каленмына. Обр. 1169/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 9 - габбро-диабаз. Р. Каленмына. Обр. 3204а/Л-69. ЦХЛ СВГУ; 10 - габбро. Массив Чайбуха, Обр. 891/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 11 - габбро. Верховья р. Кенгевеема, Обр. 932-1/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 12 - габбро-диорит. Массив Глиняный, Обр. 1170/А-68. ЦХЛ СВГУ; 13 - монзонит. Калымачский массив, Обр. 3098а/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 14 - габбро. Массив Чайбуха, Обр. 287ж/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 15 - габбро. Верховья р. Каленмына, Обр. 3138/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 16 - диорит. Инчикский массив. Водораздел рек Инчика и Тальнавеема, Обр. 2533/Т-70; 17 - кварцевый диорит. Р. Ван-Уояняояма, Обр. 390/И-65. ЦХЛ СВГУ, аналитик Сидорова; 18 - кварцевый монзонит. Правобережье р. Тальнавеема, Обр. 7192/Т-70; 19 - кварцевый диорит. Массив на водоразделе рек Имповеема и Яйнаваяма, Обр. 1710/Т-70; 20 - кварцевый диорит. Истоки рек Кривой и Калымача, Обр. 211/Т-70; 21 - кварцевый диорит. Водораздел рек Ван-Уояняояма и Кенгевеема, Обр. 67а/Л-67; 22 - кварцевый диорит. Чайбухинский массив. Левобережье р. Чайбухи, Обр. 4032/Т-70; 23 - кварцевый диорит. Массив Чайбуха, Обр. 262а/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 24 - кварцевый диорит. Массив Кушка, Обр. 34/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 25 - гранодиорит-порфир. Тополовская бухта, Обр. 1134д/Л-67. ЦХЛ СВГУ; 26 - кварцевый диорит. Верховья р. Краба, Обр. 956/Л-67. ЦХЛ СВГУ; 27 - кварцевый диорит. Чайбухинский массив, Обр. 4034/Т-70; 28 - кварцевый диорит. Низовья р. Кычувэвеема, Обр. 462/115/И-65. ЦХЛ СВГУ, аналитик Сидорова; 29 - кварцевый диорит-порфирит, дайка. Верховья р. Имповеема, Обр. 1587/Н-63. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Ивонина; 30 - гранодиорит. Северное побережье Внутренней губы, Обр. 173-2/М-62. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.Г. Семенова; 31 - кварцевый диорит. Правобережье р. Каленмына, Обр. 32796/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 32 - гибридный кварцевый монзонит с м. Гранитного, Обр. 31д/Н-63. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Ивонина; 33 - гранодиорит. Водораздел рек Явояма и Вавачуна, Обр. 195/И-65. ЦХЛ СВГУ, аналитик Сидорова; 34 - монзонит. Левобережье р. Кенгевеема, Обр. 1156/Л-67. ЦХЛ СВГУ; 35 - кварцевый монзонит. Массив Кушка, Обр. 723-1/Л-68. ЦХЛ СВГУ; 36 - кварцевый диорит.

Низовья р. Кычувеема, Обр. 1204/И-66, ЦХЛ СВГУ; 37 - кварцевый монзонит, Тополовский массив, Обр. 3116/Л-68, ЦХЛ СВГУ; 38 - кварцевый монзонит, Кальмачский массив, Обр. 2007/Л-68, ЦХЛ СВГУ; 39 - кварцевый диорит, Водораздел рек Имповеема и Яйнаваяма, Обр. 1716/Т-70; 40 - кварцевый монзонит, шток, Северное побережье Внутренней губы, Обр. 160а/Н-63, ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Кондрашина; 41 - кварцевый монзонит, Правобережье р. Тополовки, Обр. 1269/Л-68, ЦХЛ СВГУ; 42 - гранодиорит, Северо-западное побережье п-ова Теланского, Обр. 304/М-62, ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.Г. Семенов; 43 - гранодиорит-порфир, Берег к югу от устья руч. Казенного, Обр. 356/Л-67, ЦХЛ СВГУ; 44 - гранодиорит, Массив Южный, Обр. 3381/А-68, ЦХЛ СВГУ; 45 - гранодиорит, Правобережье р. Кенгеема, Обр. 7336/Т-70; 46 - гранодиорит, Левобережье р. Кривой, Чайбухинский массив, Обр. 4066/Т-70; 47 - гранодиорит, Чайбухинский массив, Правобережье р. Малая Чайбуха, Обр. 4057/Т-70; 48 - гранодиорит, Кальмачский массив, Обр. 3023/Л-68, ЦХЛ СВГУ; 49 - гранит, Левобережье р. Кальмача, Обр. 1208/Л-67, ЦХЛ СВГУ; 50 - гранодиорит, Чайбухинский массив, Водораздел рек Малая Чайбуха и Большая Чайбуха, Обр. 1077/Т-70, ЦХЛ СВГУ; 51 - гранодиорит, Кальмачский массив, Обр. 2005/Л-68, ЦХЛ СВГУ; 52 - гранодиорит, Р. Матуга, Обр. 829-2/Л-68, ЦХЛ СВГУ; 53 - гранодиорит, Кальмачский массив, Обр. 1170/Л-67, ЦХЛ СВГУ; 54 - гранодиорит, Массив Глиняный, Обр. 2288/Л-68, ЦХЛ СВГУ; 55 - кварцевый монзонит, Массив на левобережье руч. Анежкина, Обр. 119/Т-70; 56 - кварцевый монзонит, Массив Кальмачский, Верховья р. Кына, Обр. 7043/Т-70; 57 - кварцевый монзонит, Левобережье р. Кычувеема в среднем течении, Обр. 7228/Т-70; 58 - граносиенит, Массив Чайбуха, Обр. 263а/Л-68, ЦХЛ СВГУ; 59 - гранит, Р. Тихая, Обр. 711-1/Л-68, ЦХЛ СВГУ; 60 - гранодиорит, Инчикский массив, Водораздел рек Инчика и Тальнавеема, Обр. 3040/Т-70; 61 - гранит, Правобережье р. Кривой, Обр. 1235/Л-67, ЦХЛ СВГУ; 62 - гранит, Чайбухинский массив, верховья р. Малая Чайбуха, Обр. 7738/Т-70; 63 - гранит, Верховья р. Кривой, Обр. 1633/Т-70; 64 - субщелочной липарит, дайла, Водораздел рек Имповеема и Кенгеема, Обр. 1595/Н-63, ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Ивонина; 65 - гранит, Массив Чайбуха, Обр. 891-2/Л-68, ЦХЛ СВГУ; 66 - гранит, Массив Чайбуха, Обр. 1046/Т-70; 67 - субщелочной гранит, Массив Чайбуха, Обр. 902-1/Л-68, ЦХЛ СВГУ; 68 - гранит, Верховья р. Большая Чайбуха, Массив Чайбуха, Обр. 3041/Т-70; 69 - субщелочной гранит, Массив Чайбуха, Обр. 288а/Л-68, ЦХЛ СВГУ; 70 - субщелочной гранит, Массив Чайбуха, Обр. 888-1/Л-68, ЦХЛ СВГУ; 71 - субщелочной гранит, Кальмачский массив, Обр. 30976/Л-68, ЦХЛ СВГУ; 72 - субщелочной гранит, Кальмачский массив, Обр. 2025/Л-68, ЦХЛ СВГУ. См. также примечание к табл. I.

Таблица IV

Химический состав интрузивных пород Срединной полосы (в вес. %)

Компоненты и параметры	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	63,25	64,06	64,98	69,62	72,82	72,88
TiO ₂	0,48	0,70	0,62	0,36	0,52	0,26
Al ₂ O ₃	18,87	16,90	17,6	15,17	13,32	13,44
Fe ₂ O ₃	0,27	0,26	3,02	0,25	1,28	1,04
FeO	2,23	3,24	1,73	2,18	1,37	2,00
MnO				0,06		0,06
MgO	2,35	1,50	1,22	1,55	0,82	0,34
CaO	4,44	3,19	2,32	1,18	1,3	0,86
Na ₂ O	4,20	4,40	3,86	4,06	4,1	4,62
K ₂ O	2,20	3,30	3,86	4,22	3,28	3,91
H ₂ O ⁺				0,54		0,36
H ₂ O ⁻				0,46		0,20
P ₂ O ₅				0,07		0,06
Сумма	98,29	97,55	99,21	99,72	98,81	100,03
П.п.п.				1,00		0,32

Числовые характеристики, по А.Н. Заваришкому

a	12,5	14,6	13,9	14,8	10,4	15,3
c	5,5	3,9	2,8	1,4	1,5	1,0
b	8,5	6,4	10,1	6,1	4,4	3,4
s	73,3	75,1	73,2	77,7	80,7	80,3
a'	24,4	6,5	38,7	37,3	17,9	3,9
f'	28,4	53,2	41,3	23,1	52,3	80,4
m'	47,2	40,3	20,0	39,6	29,8	15,7
c'	-	-	-	-	-	-
n	74,7	67,0	60,2	59,4	65,3	65,3
φ	3,3	4,3	25,3	4,4	23,9	
t	0,5	0,8	0,73	0,43	0,49	
Q	16,3	17,1	15,8	24,4	33,1	29,2
a/c	2,3	3,7	4,9	10,5	8,9	15,25

Примечания. 1 - граносиенит. Северо-западное побережье п-ова Теланского. Обр. 162/Т-70; 2 - граносиенит. Западное побережье п-ова Тайгонос к югу от м. Кардинальская Мантя. Обр. 158/Т-70; 3 - граносиенит. Массив Тихий, западное побережье п-ова Тайгонос южнее зал. Среднего. Обр. 167/Т-70; 4 - граносиенит. Массив Тихий, западное побережье п-ова Тайгонос южнее зал. Среднего. Обр. 94/Н-63. ЦХЛ СВГУ. Аналитик М.В. Ивонина; 5 - гранит. Подраздел рек Правого Кыгузвеема и Вавачуна. Обр. 6568/Т-70; 6 - лейкократовый гранит. Массив Зевс. Обр. 988/Л-67. ЦХЛ СВГУ; 7 - гранит. Массив Тихий. Западное побережье п-ова Тайгонос юж-

7	8	9	10	11	12
74,00	74,76	74,88	75,12	75,88	77,06
0,20	0,2	0,20	0,32	0,14	0,22
13,59	13,80	12,60	12,73	13,16	12,58
0,91	0,84	0,64	1,2	0,57	0,78
2,05	0,36	1,65	1,22	0,68	0,47
0,03		0,02			
0,21	0,4	0,31	0,29	0,48	0,47
1,18	0,9	0,57	1,34	0,93	1,03
4,96	4,0	3,71	4,0	3,9	3,4
1,70	4,8	4,27	2,8	4,0	3,8
0,57		0,54			
0,31		0,41			
0,03		0,03			
99,74	100,06	99,83	99,02	99,74	99,81
0,54		2,30			

Числовые характеристики, по А.Н. Заваришкому

12,8	15,2	13,9	12,5	13,7	12,3
1,4	1,1	0,7	1,6	1,0	1,2
4,8	2,0	3,5	3,3	2,9	3,1
81,0	81,7	81,9	82,6	82,4	83,4
38,4	19,4	29,6	24,0	36,4	45,8
54,8	48,4	57,4	62,0	38,6	31,3
6,8	32,2	13,0	14,0	25,0	22,9
-	-	-	-	-	-
81,7	56,0	56,6	68,4	60,0	57,9
16,4	32,3	14,0	28,0	18,2	16,7
0,24	0,24	0,24	0,32	0,08	0,23
35,0	31,9	36,3	38,6	36,4	41,0
9,1	13,8	19,8	7,8	13,7	10,3

нее зал. Среднего. Обр. 97в/Н-63. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В.Ивонина; 8 - гранит. Массив Тихий. Западное побережье п-ова Тайгонос, южнее зал. Среднего. Обр. 617/Т-70; 9 - гранит. Водораздел рек Правого Кычувэеема и Вавачуна. Обр. 335/И-65. ЦХЛ СВГУ, аналитик Сидорова; 10 - аляскитовый гранит. Водораздел рек Правого Кычувэеема и Вавачуна. Обр. 71496/Т-70; 11 - аляскитовый гранит. Массив Зевс. Правобережье р. Кенгевеема в верхнем течении. Обр. 7380/Т-70; 12 - аляскитовый гранит. Водораздел рек Правого Кычувэеема и Вавачуна. Обр. 7120/Т-70. См. также примечание к табл. I.

Таблица V

Химический состав интрузивных пород Южно-Тайгонского пояса (в вес. %)

Компоненты и параметры	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	46,14	46,54	50,08	53,23	54,16	56,75	57,58
TiO ₂	0,54	0,34	0,77	0,78	0,54	1,01	0,95
Al ₂ O ₃	8,94	10,98	17,92	21,73	18,19	17,60	18,03
Fe ₂ O ₃	3,24	7,67	1,85	2,48	3,10	2,28	1,99
FeO	7,74	2,62	7,90	2,52	5,30	4,61	4,73
MnO	0,07		0,14		0,04	0,18	0,11
MgO	23,08	16,72	6,55	3,65	5,46	2,81	3,32
CaO	6,46	12,68	11,18	8,63	8,94	7,29	7,00
Na ₂ O	1,12	0,86	2,35	3,50	3,24	3,56	3,95
K ₂ O	0,35	1,26	0,26	0,55	0,30	1,20	1,00
H ₂ O ⁺	2,36		0,36		0,88	1,77	0,95
H ₂ O ⁻	0,28		0,17		0,04	0,10	0,27
P ₂ O ₅	0,05		0,01		0,06	0,37	0,19
Сумма	100,37	99,67	99,54	97,07	100,25	99,53	100,07
П.п.п.					0,28		0,95

Числовые характеристики, по А.Н.Заварицкому

a	2,5	3,5	5,8	9,3	7,7	10,0	10,5
c	3,9	4,9	9,5	11,3	8,6	7,4	7,2
b	46,7	46,3	25,3	12,1	19,8	13,8	13,8
s	46,9	48,4	59,4	67,2	63,8	68,8	68,5
a'	-	-	-	-	-	-	-
f'	19,2	19,1	37,1	41,6	39,6	49,7	46,1
m'	74,3	59,7	44,9	56,6	47,7	36,1	42,1
c'	6,5	21,2	18,1	1,8	12,7	14,1	11,8
n	85,7	50,0	92,6	90,4	94,6	81,4	85,4
φ	5,2	13,9	6,1	19,9	13,4	14,6	12,3
t	0,77	0,5	1,2	1,1	0,66	1,36	1,24
Q	-15,1	-15,0	-2,3	3,6	3,6	10,2	8,8
a/c	0,6	0,7	0,61	0,8	0,9	1,35	1,4

Примечание. 1 - роговообманковый перидотит, останец в диоритах, Побережье Пенжинской губы к юго-западу от устья р. Явояма. Обр. 324-4/Н-65. ЦХЛ СВГУ, аналитик З.И. Карпичева; 2 - габбро, Юго-восточное побережье п-ова Тайгонос в район устья р. Кенгевеема. Обр. 306/Т-70; 3 - габбро-диорит. Массив к югу от руч. Поворотного на юго-восточном побережье п-ова Тайгонос. Обр. 54а/М-63 ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.Г. Семенова; 4 - кварцевый диорит. Восточно-Тайгоносский массив. Обр. 549/Т-70; 5 - кварцевое габбро, интрузивная залежь в 2 км к северо-востоку от устья р. Кенгевеема. Обр. 233/Н-65. ЦХЛ СВГУ, аналитик З.И. Карпичева; 6 - диорит. Массив м. Клиновое (п-ов Елистратова). Обр. 190а/З-64. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.В. Степанец; 7 - диорит. Левый водораздел руч.

8	9	10	11	12	13	14	15
58,15	61,22	16,48	62,10	62,76	63,95	64,30	64,58
1,15	0,90	0,72	0,60	0,69	0,85	0,64	0,78
17,05	16,86	17,40	17,73	17,28	14,92	17,50	17,16
1,31	1,85	1,85	1,93	1,62	1,99	1,34	1,57
6,68	4,75	4,12	3,15	4,77	4,59	1,66	1,58
0,17	0,12	0,11	0,07	0,13	0,11		
2,16	3,00	2,73	2,11	1,41	2,48	2,67	2,62
6,85	5,60	5,50	5,46	4,41	5,90	5,32	4,68
3,93	3,37	3,81	4,14	4,17	3,49	3,86	4,25
0,92	1,65	1,60	1,47	1,58	1,35	1,76	1,82
0,60	0,66	0,88	0,93	0,88	0,13		
0,30	0,06	0,04	0,17	0,22	0,19		
0,23	0,09	0,14	0,12	0,23	0,09		
99,50	100,13	100,38	99,98	100,15	100,04	99,05	99,04
	0,22	0,30	0,82	0,60			

Числовые характеристики, по А.Н. Заваришкому

10,3	9,9	10,9	11,5	11,7	9,6	11,3	12,1
6,6	6,6	6,5	6,5	5,5	5,8	6,4	5,6
13,6	11,7	10,6	8,8	9,5	12,3	7,7	7,6
69,5	71,8	72,0	73,2	73,3	73,0	75,7	74,7
-	-	-	-	10,3	-	-	-
57,5	52,9	52,6	54,7	64,0	49,2	35,8	38,2
23,0	44,1	44,1	41,3	25,7	34,2	60,6	59,1
14,5	3,0	3,3	4,0	-	16,6	3,6	2,7
86,3	76,1	78,2	80,5	79,8	79,0	76,4	78,4
8,3	13,1	14,5	19,0	14,7	13,3	14,7	18,2
1,4	1,06	0,87	0,77	0,85	1,2	0,7	0,9
11,8	17,2	15,7	16,9	17,7	20,3	21,3	19,6
1,56	1,5	1,7	1,8	2,1	1,6	1,3	2,2

Поворотного. Обр. 263/Н-64. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Кондрашина; 8 - диорит. Юго-восточное побережье п-ова Тайгонос, м. Входной Правый. Обр. 101е/М-63. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.Г. Семенова; 9 - кварцевый диорит. Восточное побережье п-ова Тайгонос между устьями рек Явояма и Кенгевеема. Обр. 382-2/Н-65. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Ивонина; 10 - тоналит. Водораздел рек Кенгевеема и Явояма. Обр. 456/Н-65. ЦХЛ СВГУ, аналитик З.И. Карпичева; 11 - тоналит. Верховья р. Нейнега. Обр. 255/Н-64. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Кондрашина; 12 - кварцевый диорит. Юго-восточное побережье п-ова Тайгонос. Обр. 1216/Н-64. ЦХЛ СВГУ, аналитик З.И. Карпичева; 13 - гранодиорит. Юго-восточное побережье п-ова Тайгонос. Обр. 93д/М-63. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.Г. Семенова; 14 - гранодиорит. Вос-

Таблица V (окончание)

Компоненты и параметры	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	65,41	66,26	67,00	67,13	67,28	67,64	68,00	68,08
TiO ₂	0,47	0,48	0,46	0,43	0,47	0,36	0,3	0,46
Al ₂ O ₃	16,08	17,52	16,20	16,72	14,85	18,54	16,95	16,39
Fe ₂ O ₃	1,62	1,49	1,70	1,50	1,36	0,81	2,20	2,03
FeO	3,07	1,51	2,86	2,04	3,49	0,94	0,79	1,57
MnO	0,05			0,05	0,11			
MgO	1,86	1,70	2,75	1,41	1,76	1,17	1,65	1,64
CaO	3,92	4,50	5,05	3,71	2,38	3,95	4,02	3,81
Na ₂ O	4,22	4,60	2,98	4,57	3,36	4,90	4,20	4,00
K ₂ O	2,25	1,80	0,70	1,60	3,44	1,60	1,90	1,84
H ₂ O ⁺	0,70			0,69	1,00			
H ₂ O ⁻	0,20			0,17	0,34			
P ₂ O ₅	0,12			0,12	0,08			
Сумма	99,97	99,86	99,70	100,14	99,92	99,91	100,20	99,82
П.п.л.	0,41			0,52	1,15			

Числовые характеристики, по А.Н. Заваришкому

a	12,5	12,8	7,3	12,4	12,1	14,3	11,9	11,4
c	4,6	5,4	6,1	4,5	2,8	4,7	4,8	4,6
b	7,7	5,6	10,8	6,5	9,3	4,3	6,4	7,1
s	75,2	76,2	75,8	76,6	75,8	76,7	76,9	76,8
a'	-	-	18,8	14,7	18,8	19,1	15,0	17,2
f'	56,2	47,6	38,7	58,4	49,3	34,9	41,4	43,8
m'	41,1	51,2	42,5	36,9	31,9	46,0	43,6	39,0
c'	2,7	1,2	-	-	-	-	-	-
n	74,7	79,5	87,0	81,3	60,0	75,2	77,3	77,4
φ	17,8	22,0	13,8	18,9	13,0	15,9	29,8	22,8
t	0,55	0,5	0,53	0,44	0,53	0,9	0,35	0,53
Q	20,8	21,4	29,7	23,9	24,6	20,1	25,2	26,4
a/c	2,7	2,4	1,2	2,8	4,3	3,0	2,5	2,5

точно-Тайгоносский массив, Обр. 1532/Т-70; 15 - гранодиорит, Верховье руч. Энгельватена, Обр. 1513/Т-70; 16 - гранодиорит, Правый водораздел руч. Поворотного, Обр. 258/Н-64, ЦХЛ СВГУ, анализик М.В. Кондрашина; 17 - гранодиорит, Восточно-Тайгоносский массив, Верховье р. Нейнега, Обр. 516/Т-70; 18 - гранодиорит, Верховье р. Энгельватена, Обр. 1610/Т-70; 19 - гранодиорит, Левый склон руч. Энгельватена, Обр. 620/Н-64, ЦХЛ СВГУ, анализик М.В. Кондрашина; 20 - кварцевый монзонит, Шток в устье руч. Мальмы, Обр. 2996/Н-64, ЦХЛ СВГУ, анализик З.И. Карпичева; 21 - плагиогранит, Левобережье руч. Бурливого, Обр. 1525/Т-70; 22 - гранодиорит, Верховье руч. Энгельватена, Обр. 1515/Т-70; 23 - гранодиорит, Восточное побережье п-ова Тайгнос в районе левобережья р. Явояма, Обр. 289/Т-70; 24 - гранодиорит, Водораздел рек Кенгевеема и Явояма, Обр. 637/Н-65, ЦХЛ СВГУ,

24	25	26	27	28	29	30	31	32
68,26	68,28	68,61	69,21	71,04	71,16	74,66	75,00	76,68
0,22	0,4	0,30	0,41	0,28	0,36	0,16	0,11	0,18
17,70	15,05	16,78	14,78	14,74	15,09	14,34	14,05	13,77
0,80	1,05	1,11	1,14	0,94	1,01	0,72	0,60	0,27
1,60	2,45	1,36	2,60	2,30	2,24	0,50	0,83	0,43
0,11		0,04	0,05	0,03	0,05		0,09	
0,89	2,0	0,70	1,61	0,95	0,72	0,65	0,67	0,49
3,70	3,52	3,29	3,01	2,52	2,70	1,11	1,32	1,18
5,58	3,6	5,24	3,96	3,66	3,51	3,9	4,19	3,2
1,40	3,47	1,34	2,51	2,89	3,12	4,0	2,93	4,0
0,04		1,23	0,77	0,16	0,15		0,42	
Н.о.		0,25	0,13	0,46	0,13		0,18	
0,05		0,08	0,08	0,07	0,06		0,06	
100,35	100,22	100,33	100,26	100,04	100,30	100,04	100,45	100,20
Н.о.		1,45	0,59	0,33	0,06		0,54	

Числовые характеристики, по А.Н. Заваришину

14,2	14,9	13,4	12,3	12,0	11,9	13,6	12,9	12,2
4,5	2,2	4,0	3,6	3,0	3,2	1,3	1,5	1,4
4,1	8,2	4,0	6,0	5,7	5,5	3,9	4,4	3,4
77,2	74,7	78,6	78,1	79,3	79,4	81,2	81,2	83,0
9,8	-	13,8	-	20,9	26,9	49,2	47,1	57,6
54,1	36,8	56,9	55,6	51,2	52,4	24,6	29,4	19,2
36,1	40,0	29,3	44,4	27,9	20,7	26,3	23,5	23,2
-	23,2	-	0	-	-	-	-	-
85,7	50,9	85,7	70,4	65,6	62,9	60,0	68,7	55,3
16,4	1,0	24,1	15,5	13,9	14,6	13,1	11,8	7,7
0,26	0,44	0,35	0,43	0,34	0,4	0,2	0,08	0,23
21,5	17,4	26,4	28,0	31,6	31,8	33,9	33,6	40,2
3,2	6,8	3,3	3,4	4,0	3,7	10,4	8,6	8,7

аналитик М.В. Кондрашина; 25 - плагиогранит, М. Тайгонос, Обр. 45/Т-70; 26 - липарито-дацит, дайка, М. Зубчатый, Обр. 74г/Н-64. ЦХЛ СВГУ, анализик М.В. Кондрашина; 27 - плагиогранит, Западное побережье п-ова Тайгонос к северу от м. Тайгонос, Обр. 45/Н-64. ЦХЛ СВГУ, анализик М.В. Кондрашина; 28 - плагиогранит, Верховье руч. Поворотного, Обр. 271/Н-64. ЦХЛ СВГУ, анализик М.В. Кондрашина; 29 - плагиогранит, Восточное побережье п-ова Тайгонос между устьями рек Явояма и Кенгевеема, Обр. 383/Н-65. ЦХЛ СВГУ, анализик З.И. Карпичева; 30 - гранит, Восточно-Тайгоносский массив, Обр. 1660/Т-70; 31 - плагиогранит, Юго-восточное побережье п-ова Тайгонос в районе левобережья р. Вавачуна, Обр. 76/И-66; 32 - гранит, М. Тайгонос, Обр. 1577/Т-70. См. также примечание к табл.1.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Современные взгляды на природу вулканических поясов	5
Стратиграфия	11
Авековская зона	-
Северо-Тайгоноская зона	12
Южно-Тайгоноская зона	46
Пенжинская зона	53
Геологические формации	64
Северо-Тайгоносский геосинклинальный прогиб	-
Южно-Тайгоносское геоантиклинальное поднятие	76
Пенжинский геосинклинальный прогиб	79
Морфология тектонических структур	83
Тайгоносский блок	-
Северо-Тайгоносский синклиниорий	-
Южно-Тайгоносский антиклиниорий	94
Северо-западный борт Пенжинского синклинория	96
Краткие сведения об интрузивном магматизме	99
Петрохимические особенности вулканических и интрузивных формаций п-ова Тайгонос	104
История развития основных тектонических структур п-ова Тайгонос	134
Строение внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса в бассейне р. Тахтоямы, на полуостровах Кони, Пьягина, в междуречье Оклана и Анадыря	143
Заключение	150
Литература	152
Приложение	158

CONTENTS

Introduction	3
Present-day views on the nature of volcanic belts	5
Stratigraphy	11
Avekovskaya zone	-
North-Taigonosskaya zone	12
South-Taigonosskaya zone	46
Penzhinskaya zone	53
Geological formations	64
North-Taigonossky geosynclinal trough	-
South-Taigonossky geanticlinal uplift	76
Penzhinsky geosynclinal trough	79
Morphology of the tectonic structures	83
Taigonossky block	-
North-Taigonossky synclinorium	-
South-Taigonossky anticlinorium	94
North-western glange of the Penzhinsky synclinorium	96
Brief information of intrusive magnatism	99
Petrochemical peculiarities of volcanic and intrusive formations of the Taigonosa peninsula	104
The history of development of the major tectonic structures of the Taigonosa peninsula	134
Structure of the inner zone of the Okhotsk-Chukptsk volcanic belt in the Takhtoyama river basin, on the Koni, Pijagina peninsulas, in the Oklan and Anadyr interfluve	143
Conclusion	150
Bibliography	152
Application	158

**Наталья Борисовна
З а б о р о в с к а я**

**ВНУТРЕННЯЯ ЗОНА
ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА
НА ТАЙГОНОСЕ**

**Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом**

**Редактор
А.В. Копп**

**Художественный редактор
А.Н. Ждамов**

**Технические редакторы
И.В. Голубева, Л.А. Куликова**

ИБ № 70762

**Подписано к печати 14.02.78. Т — 00141
Усл. печ. л. 17,5 + 0,6 вкл. Уч.-изд. л. 18,5
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офс. № 1
Тираж 600 экз. Тип. зак. 943
Цена 2 р. 80 к.**

Книга издана офсетным способом

**Издательство "Наука",
117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12**

2 р. 80 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •