

## Тектоника Пылгинской шовной зоны (п-ов Тайгонос, северо-восток Азии)

Г. Е. Бондаренко, О. Л. Морозов, И. Р. Кравченко-Бережной

Геологический институт РАН (ГИН РАН)

С. А. Силантьев

Институт геохимии и аналитической геохимии им. В. И. Вернадского (ГЕОХИ)

А. К. Худолей

Всероссийский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург

**Аннотация.** Пылгинская шовная зона разграничивает палеозойско-мезозойские островодужные образования п-ова Тайгоноса и докембрийские кристаллические комплексы Авековского блока. Она характеризуется наличием интенсивных тектонических деформаций, специфических по составу магматических комплексов, а также динамометаморфизма. Рассматривается тектоническая эволюция Пылгинской зоны на примере двух ее отрезков: водораздела рек Пылгин–Большая Чайбуха и мыса Глиняный. Делается вывод о том, что, начиная с поздней перми и до ранней юры включительно, Пылгинский палеобассейн располагался в тылу Кони-Тайгоносской энсиалической островной дуги и был частью более крупного ансамбля задуговых рифтогенных структур. Выделяется ряд этапов растяжения и сжатия, а также предполагается наличие среднемеолового этапа растяжения и выведения на поверхность более древних комплексов. На всех этапах эволюции Пылгин-Инчикской зоны доминировал сдвиговый стиль деформаций.

### Введение

Шовные зоны являются неотъемлемым элементом складчатых поясов различного возраста и происхождения. Они обычно разделяют элементы складчатых поясов, которые различаются по строению, характеру стратиграфического разреза, магматизма, степени метаморфических преобразований. Поэтому расшифровка эволюции шовных зон позволяет восстановить недостающие члены некогда существовавших латеральных рядов структур. Внутреннее строение шовных зон характеризуется интенсивными тектоническими деформациями и чешуйчато-складчатой структурой. Поэтому структурные наблюдения (наряду с другими геологическими методами) являются важным элементом комплексных

исследований, направленных на выяснение истории развития подобного рода структур.

В статье приведены новые данные по строению, структурной эволюции и геохимии магматизма, которые позволяют реконструировать основные этапы тектонической эволюции Пылгин-Инчикской шовной зоны и определить ее место в мезозойском латеральном ряду структур древней зоны перехода континент-океан.

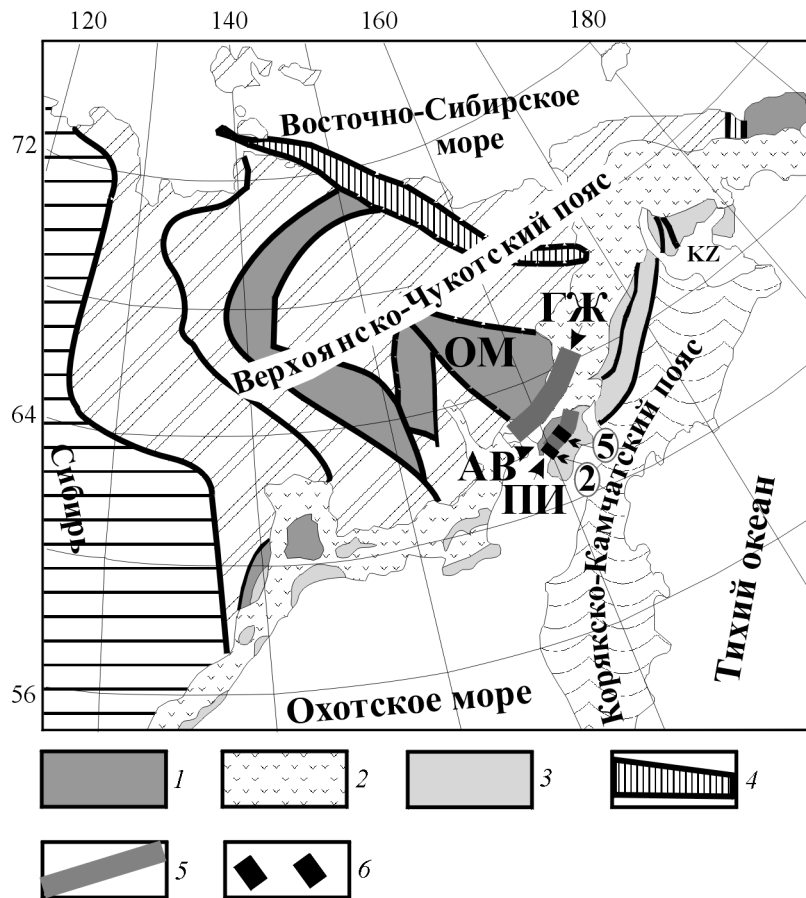
### Тектоническое районирование

На Северо-Востоке Евразии традиционно выделяются два основных структурных элемента: Верхояно-Чукотский коллизионный складчатый пояс мезозойд и Корякско-Камчатский аккреционный складчатый пояс поздних мезозойд-альпид. Граница между ними перекрыта вулканогенными образованиями альб-туронского Охотско-Чукотского окраинно-континентального пояса [Белый, 1994; Соколов, 1992, 1994; Филатова, 1988]. В пограничной зоне между коллизионными и аккреционными струк-

©2000 Российский журнал наук о Земле.

Статья N RJE00033.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 21 апреля 2000.  
URL: <http://eos.wdcb.ru/rjes/v02/RJE00033/RJE00033.htm>



**Рис. 1.** Тектоническая схема Северо-Востока Евразии, на которой показано географическое положение региона и ключевых участков работ.

турами расположен линейный Тайгоносско-Пекуленейский аккреционный складчатый пояс поздних мезозоид [Соколов, 1994; *Тектоника континентальных окраин...*, 1980] (рис. 1, врезка). В строении поздних мезозоид принимают участие протяженные вулканогенные зоны, маркирующие два этапа надсубдукционного магматизма: Кони-Тайгоносский ( $Pz_2-J_2$ ) и Удско-Мургальский ( $J_3v-K_1$ ) [Соколов, 1992]. Завершающие складчатые деформации в пределах пояса были растянуты во времени от конца юры до конца неокома [Заборовская, 1978; Некрасов, 1976; Соколов, 1992].

На п-ве Тайгонос островодужные образования  $Pz_2-J_2$  и  $J_3v-K_1$  возраста объединены в террейн Центрального Тайгоноса. Севернее расположен Авековский континентальный террейн, сложенный породами докембрийского возраста [Жуланова, 1974]. Авековский террейн может рассматриваться как часть Омолонского супертеррейна, которая отделена Гижигинской складчатой зоной рифтогенной природы [Тильман, 1973] (рис. 1, врезка). Пылгин-

ская шовная зона разделяет террейны Авековский и Центрального Тайгоноса.

### Пылгинская шовная зона

Пылгинская шовная зона прослеживается от северо-восточной оконечности п-ва Тайгонос на юго-запад до побережья Гижигинской Губы (рис. 1). Она отчетливо выражена в геофизических полях. По материалам спутниковой магнитометрии к ней приурочена зона интенсивных положительных линейных магнитных аномалий [Harbert et al., 1998]. По данным спутниковой альтиметрии в пределах Пылгинской зоны распространены кулисообразные линейные элементы юго-западного простирания. Это может свидетельствовать о недавней активизации разломов и их сдвиговой кинематике. На всем своем протяжении Пылгинская шовная зона маркируется напряженными деформациями, а на отдельных участках – также метаморфизованными вулканогенно-осадоч-

ными образованиями верхнепылгинской толщи.

Образования Пылгинской шовной зоны были изучены в пределах двух пересечений: в районе водораздела рек Пылгин и Большая Чайбуха (рис. 2) и в районе мыса Глиняный (рис. 5).

### Район водораздела рек Пылгин и Большая Чайбуха.

Здесь в пределах полосы северо-восточного простирания шириной около 10–12 км вскрывается серия тектонических чешуй, которые под углом 60–80° погружаются на северо-запад (рис. 2). Чешуи сложены в различной степени метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами верхнепылгинской толщи. По данным И. Л. Жулановой, верхнепылгинская толща состоит из трех подтолщ: нижней – вулканогенно-туфовой, средней – вулканогенной и верхней – вулканогенно-сланцевой [Жуланова, Колясников, 1991] (рис. 3). Однако эта вертикальная последовательность вряд ли является стратифицированной. Во-первых, стратиграфические контакты нигде достоверно не описаны. Во-вторых, наблюдаемые плоскостные текстуры в большинстве случаев являются деформированной метаморфической сланцеватостью. Более вероятно, что “толща” представляет собой пакет деформированных и метаморфизованных тектонических чешуй (рис. 4).

**Основание верхнепылгинской толщи.** В основании верхнепылгинской толщи выделяется серия маломощных крутопадающих тектонических чешуй, которые сложены рассланцованным терригенно-пирокластическим матриксом алеврито-псаммитовой, реже псефитовой (диамиктиты) размерности. Для матрикса характерна сортировка обломочных зерен по размеру, их невысокая степень окатанности. Линзы и прослои алевролитов сложены тем же материалом, что и вмещающие породы, но дополнительно перемытым и сортированным. Вулканомиктовый и пирокластический материал матрикса на 90–95% представлен обломками измененных вулканитов средне-кислого состава, альбита, перлитов, флюидалльных стекол. Матрикс в различной степени насыщен разноокатанными обломками (от гравия до валунов), состоящими из алевролитов, глинистых сланцев, вулканитов средне-кислого состава, пепловых туфов, туфосилицитов [Жуланова, Колясников, 1991]. Вулканогенные и терригенные породы из матрикса и обломков типичны для фаунистически датированных комплексов верхнепермского возраста, распространенных южнее в пределах террейна Центрального Тайгоноса. Несмотря на отсутствие достоверных стратиграфических соотношений, И. Л. Жуланова рассматривает данные образования как базальные слои верхнепылгинской толщи [Жуланова, Колясников, 1991].

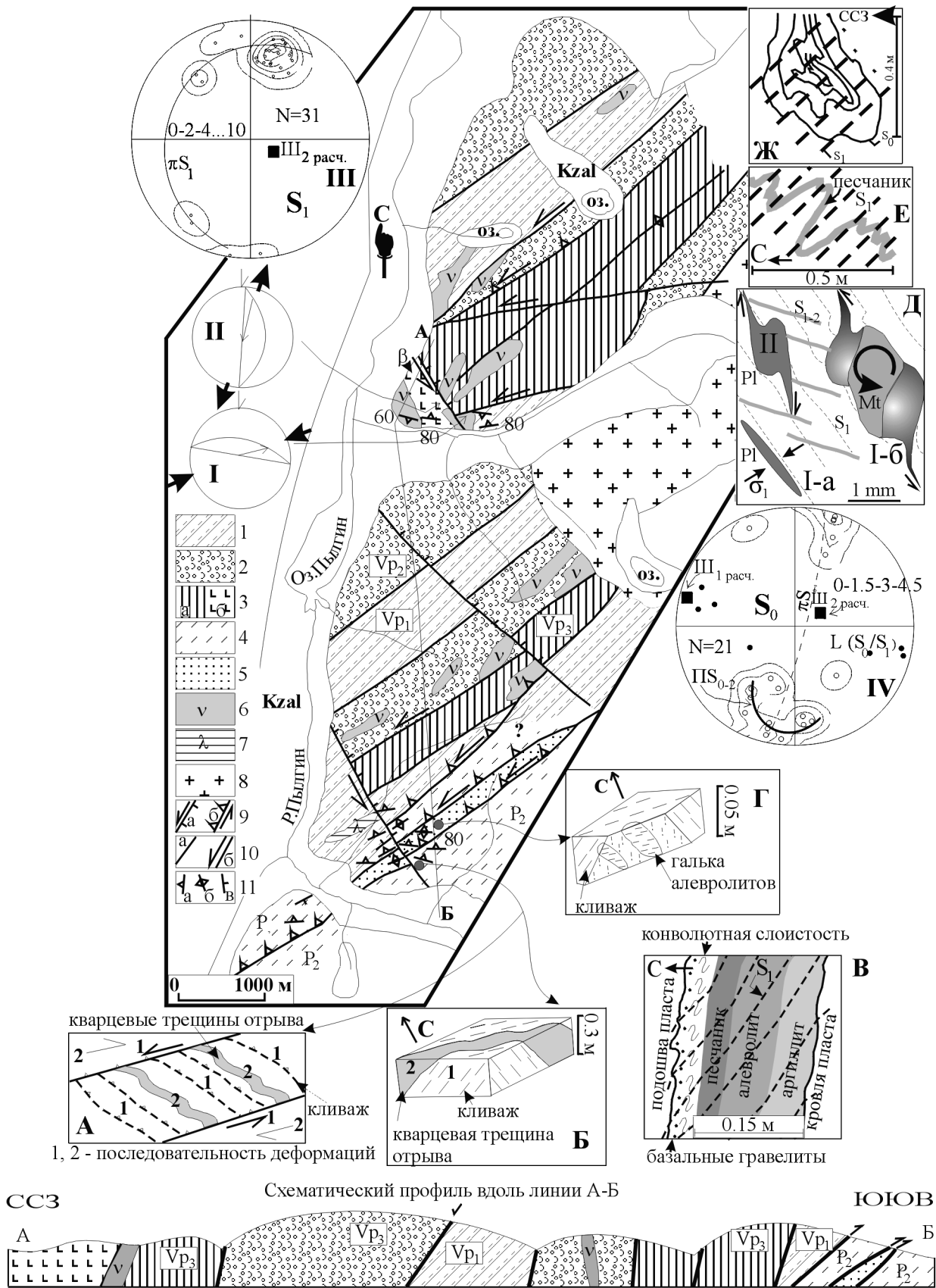
**Возраст верхнепылгинской толщи.** Разными исследователями верхнепылгинской толще на основании косвенных предположений (общее положение в разрезе, литологическое сходство с фаунистически охарактеризованными комплексами, степень метаморфизма и др.) придавался позднеротерозойский (данные В. Липатова), ранне-среднепалеозойский [Некрасов, 1976], позднепалеозойский [Заборовская, 1978], раннемезозойский [Караваяева, 1990], триасово-юрский [Лифшиц, 1972] возраст. По мнению И. Л. Жулановой породы верхнепылгинской толщи имеют позднетриасовый-раннеюрский возраст [Жуланова, 1975]. Основанием для этого послужили находки плохо сохранившихся радиолярий в глинисто-кремнистых сланцах верхнепылгинской толщи. Радиолярии изучались в шлифах и по заключению специалистов из ДВГИ (г. Владивосток) имеют раннемезозойский облик [Жуланова, Колясников, 1991].

**Район мыса Глиняный** – расположен на западном продолжении Пылгин-Инчикской шовной зоны. На северо-западе Тайгоноса в береговых обрывах от бухты Тополовка на юге до мыса Глиняный на севере вскрываются разрезы терригенной толщи верхней перми [Караваяева, 1990] и вулканогенной толщи мыса Глиняный предположительно раннеюрского возраста [Бойшенко, 1977] (рис. 5). Толща мыса Глиняный (около 900 м) – сложена зеленокаменно измененными эффузивами, лавобрекчиями и субвулканическими телами пестрого состава (базальтами, андезитами, дацитами) с прослоями туфобрекчий, туфотерригенных пород различной размерности. Характерна пестрая окраска лав. Толща залегает структурно выше верхнепермских отложений и отделена от них тектоническим контактом (рис. 5, 6Д). Эти образования имеют сходную структурную позицию с верхнепылгинской толщей. Данные о возрасте толщи мыса Глиняный отсутствуют. Поэтому ее параллелизация с верхнепылгинской толщей чрезвычайно условна.

Интенсивные деформации в верхнепермских породах района мыса Глиняный сходны по стилю с деформациями в районе водораздела Пылгин–Большая Чайбуха (см. ниже). Это, а также сходное с верхнепылгинской толщей структурное положение вулканитов толщи мыса Глиняный, позволяет рассматривать район мыса Глиняный как западное продолжение Пылгинской шовной зоны.

## Террейн центрального Тайгоноса

**Водораздел рек Пылгин и Большая Чайбуха.** Южнее и структурно ниже образований верхнепылгинской толщи распространены два типа верх-



**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта правобережья оз. Пылгин (по [Жуланова, Колясников, 1991], с изменениями).

1–3 – верхнепылгинская метавулканогенно-терригенно-кремнистая толща триасово-юрского возраста, подтолщи: 1–нижняя, 2–средняя, 3–верхняя; 4–верхнепермская терригенная толща; 5–пачка диамиктитов; 6–субвулканические тела метагаббро и метадиабазов; 7–тела метаультрабазитов; 8–меловые гранитоиды; 9–разломы: а) сдвиго-сбросы, б) сдвиго-взбросы; 10–а) субвертикальные разломы с проблематичной кинематикой, б) субвертикальные сдвиги; 11–элементы залегания: метаморфической сланцеватости: а) наклонной, б) субвертикальной, в) слоистости.

На стереограммах (сетка Вульфа, проекция на верхнюю полусферу) показаны: (I) обобщенная кинематика ранних сдвиго-взбросов; (II) поздних сдвиго-сбросов; (III) наложенная присдвиговая коническая деформация сланцеватости в породах верхнепылгинской толщи и верхней перми с рассчитанным крутопогружающимся на северо-запад шарниром; (IV) два этапа деформаций слоистости в породах верхнепылгинской толщи: ранняя цилиндрическая деформация с полого залегающим рассчитанным и замеренным шарниром запад-северо-западного простирания и наложенная коническая деформация с шарниром (L (S<sub>1</sub>/S<sub>2</sub>) – линейность пересечения слоистости и сланцеватости, параллельная шарниру цилиндрических складок слоистости).

На врезках показаны зарисовки фрагментов обнажений, штуфов и шлифов: А – соотношение кварцевых трещин отрыва раннего этапа деформаций и наложенной метаморфической сланцеватости левого сдвига (в плане); Б – заполненные кварцем субпараллельные метаморфической сланцеватости трещины отрыва раннего правосдвигового этапа деформаций; В – опрокинутое залегание турбидитового ритма в породах верхней перми, кливаж S<sub>1</sub> залегает положе, чем слоистость S<sub>0</sub>; Г – деформации гальки алевролитов: длинная ось эллипсоида деформации ориентирована под острым углом к линии падения сланцеватости, что может быть связано с деформацией галек в поле сдвига со сжатием; Д – структурные формы двух этапов пластических деформаций (I и II) в терригенных породах верхней перми: I-а – ранняя двухосная деформация чистого сдвига, возникшая одновременно с формированием раннего кливажа S<sub>1</sub>, I-б – результат пролонгации деформации чистого сдвига и переход ее в деформацию простого сдвига в том же поле напряжений – левосдвиговое вращение зерен магнетита, II – сигмоида, возникшая в результате правосдвигового вращения зерна плагиоклаза (Pl) – результат наложенной деформации простого сдвига, наложенный кливаж S<sub>1-2</sub>, вероятно, сформирован в ходе этой наложенной деформации; Е – пример складок с кливажом, параллельным их осевой плоскости в породах верхней перми; Ж – пример докливажных подводно-оползневых деформаций в породах верхней перми.

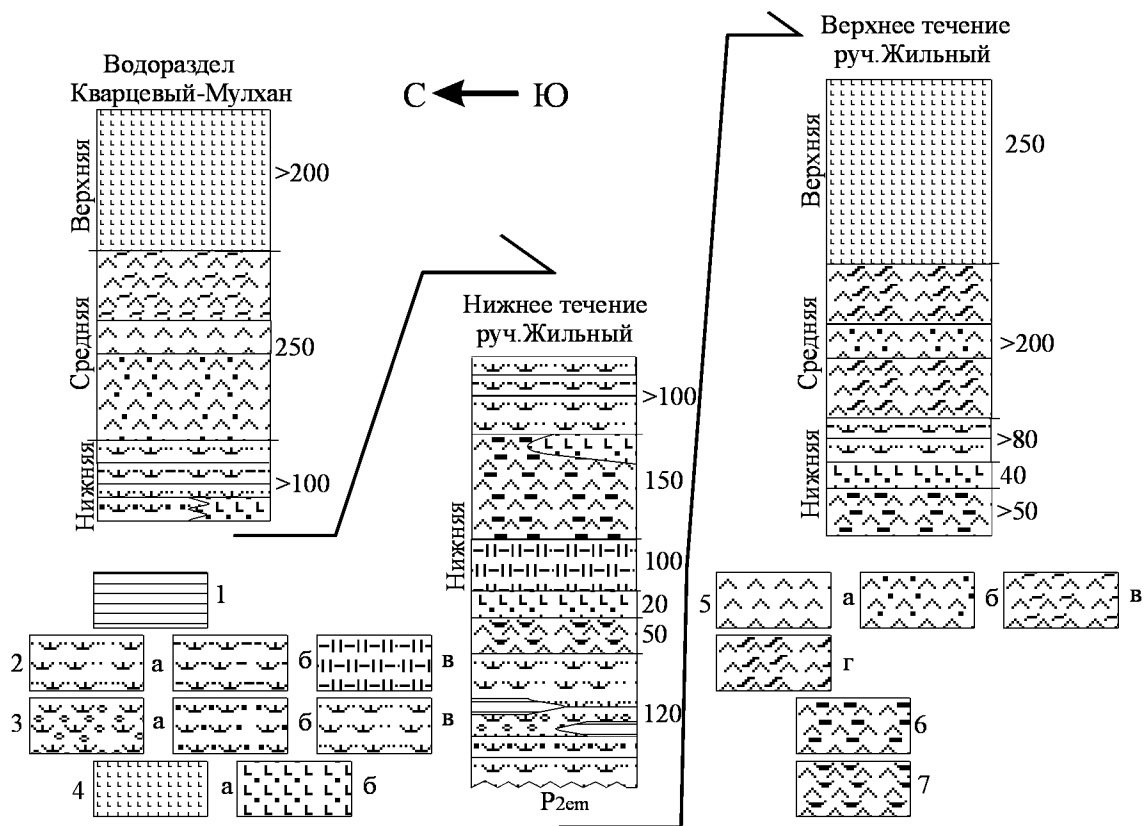
непермских разрезов: терригенный и вулканогенный. Известны также вулканогенно-терригенные разрезы переходного типа [Заборовская, 1978; Караваяева, 1990].

**Терригенные разрезы верхней перми.** Структурно ниже метаморфизованных образований верхнепылгинской толщи залегают породы вулканомиктового туфо-терригенного флиша позднепермского возраста. Флиш также содержит пачки полимиктовых песчаников [Караваяева, 1990]. В разрезе флиша горизонты ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов перемежаются с горизонтами обвальноподолзневых отложений. Количество горизонтов обвальноподолзневых отложений увеличивается вверх по разрезу. В разрезе, несмотря на интенсивную дислоцированность, выделено три толщи: куюльская (ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов), эмканская (вулканомиктовый флиш с горизонтами отложений обломочных потоков) и тополовская (обогащенные органическим веществом сульфидизированные алевролиты и алеврито-глинистые

сланцы с прослоями вулканомиктовых и полимиктовых песчаников) [Караваяева, 1990]. Наблюдения за подводно-оползневыми текстурами свидетельствуют, что вулканомиктовый обломочный материал перемещался с юга на север (здесь и далее координаты современные).

**Вулканогенные разрезы верхней перми** распространены в целом южнее терригенных. Они представляют собой тектонические чешуи и группы чешуй, сложенных морскими и субаэральными эффузивами средне-кислого, редко основного состава, их субвулканическими разностями, туфами и туфотерригенными породами.

**Вулканогенно-терригенные разрезы верхней перми** слагают серию тектонических чешуй, которые занимают пограничное положение между полосами распространения терригенных и вулканогенных разрезов. Это толщи глинистых сланцев, обогащенных углистым веществом с прослоями и пачками вулканомиктовых песчаников, туфопесчаников и вулканитов основного состава морского ге-



**Рис. 3.** Схематические стратиграфические колонки для верхнепылгинской толщи (по [Жуланова, Колясников, 1991]).

1-алевролиты; 2-туфопесчаники (а) и туфосилиты (б); 3-тефроиды: а) гравийно-валунно-галечные, б) гравийные, в) псаммитовые; 4-спилитизированные базальты: а) массивные, б) с подушечной отдельностью; 5-трахидациты: а) афировые, б) порфиоровые, в) флюидалные, г) лавобрекчии; 6-туфогравелиты с обломками кислых вулканитов; 7-линзовидно-пятнистые трахиандезидациты.

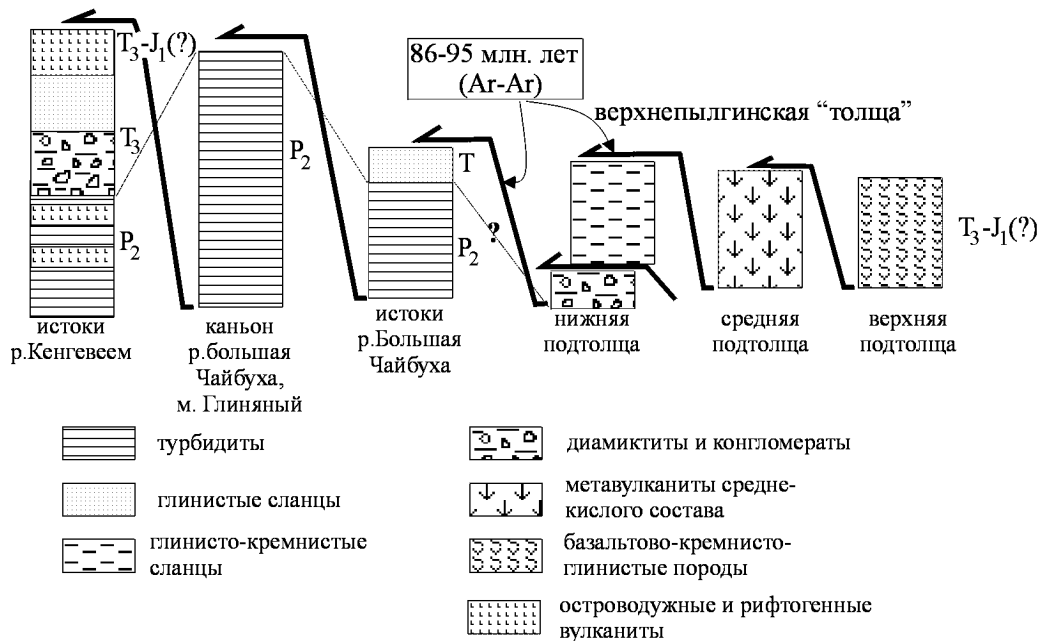
незиса. Доля вулканитов в таких разрезах сильно варьирует.

В истоках р. Кенгеевем верхнепермские образования со стратиграфическим несогласием перекрыты 800 м толщей верхнетриасовых угленосных конгломерато-брекчий. Состав обломков сходен с составом обломков в "базальном горизонте" верхнепылгинской толщи. Структурно выше конгломератов залегают вулканогенно-сланцевые образования поздне-триасового-раннеюрского возраста. По литологическому составу и петрохимическим признакам вулканитов они могут быть сопоставлены с верхнепылгинской толщей [Бычков и др., 1996] и могут рассматриваться как возрастные и фациальные аналоги верхнепылгинской толщи.

**Район мыса Глиняный.** Разрез фаунистически охарактеризованных верхнепермских отложений залегает структурно ниже вулканитов толщи мыса Глиняный и имеет трехчленное строение. Нижняя

толща (около 300–400 м) сложена интенсивно сульфидизированными известково-глинистыми и алеврито-глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников. В верхней части разреза появляются горизонты отложений гравитационных обломочных потоков (рис. 6В). Средняя толща (500–600 м) сложена алеврито-глинистыми сульфидизированными сланцами с пачками песчано-алевритовых турбидитов и многочисленными горизонтами отложений обломочных и зерновых потоков. Средняя толща насыщена нептуническими дайками песчаников, конгломератов и гравелитов (рис. 6А). Состав обломков в нептунических дайках идентичен составу обломков в турбидитах. Песчаники из матрикса нептунических даек обогащены пирокластическим материалом. Часто нептунические дайки ответвляются вверх и вниз от горизонтов отложений обломочных и зерновых потоков (рис. 5В). Это свидетельствует о том, что формирование нептунических даек близко по вре-

южнос обрамление Пылгин-Инчикской зоны



**Рис. 4.** Реальные соотношения между “подтолщами” верхнепылгинской толщи, а также породами верхней перми и триаса на водоразделе рек Пылгин–Большая Чайбуха и в истоках реки Кенгевеесм.

мени к накоплению средней толщи. С некоторой долей условности время внедрения нептоунических даек может охватывать интервал накопления образований средней и верхней толщи. Верхняя толща (700–800 м) образована ритмично слоистыми вулканомиктовыми турбидитами с горизонтами гравелитов и конгломератов и с заметной примесью пирокластического материала. Обломочная часть представлена палеотипными базальтами, андезитами, дацитами, диоритами, туфопесчаниками, глинистыми сланцами.

**Авековский террейн**

Вдоль юго-восточной периферии Авековского кристаллического блока прослеживается полоса шириной несколько километров, вдоль которой присутствуют тектонические чешуи, сложенные апотерригенными биотитовыми и мусковит-биотитовыми сланцами. Исходными породами были обогащенные углестым веществом существенно кварцевые песчаники и алевролиты [Жуланова, Колясников, 1991]. Ранее эти образования относились к верхней перми и сопоставлялись с метаосадочными толщами чехла Авековского блока. Позднее было установлено, что для последних кварцевые песчаники не характерны. Структурная принадлежность упомянутых

метаморфических пород не ясна, им условно придается каменноугольный возраст [Жуланова, Колясников, 1991].

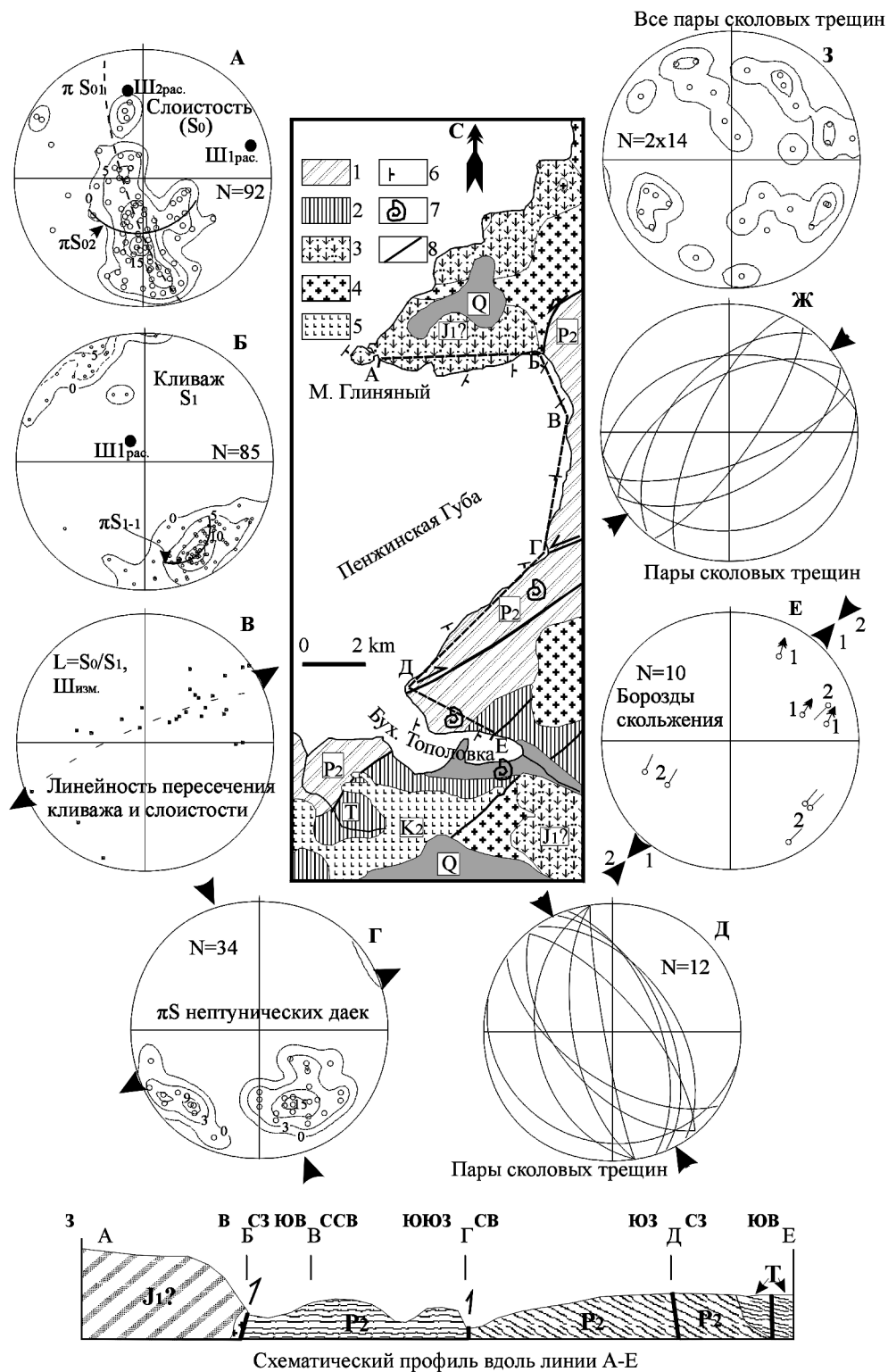
На северо-восточном побережье Гижигинской Губы, к северу от Пылгин-Инчикского шва, помимо кристаллических пород докембрия, закартированы вулканыты проблематичного возраста, а также метаморфизованные терригенные комплексы верхней перми [Бойшенко и др., 1977].

**Метаморфизм и результаты Ar-Ar изотопного датирования**

Верхнепылгинская толща претерпела несколько этапов метаморфизма.

1) По мнению И. Л. Жулановой, идентифицируются реликтовые минеральные парагенезисы раннего складчатого динамотермального метаморфизма. Он сформировал метаморфическую сланцеватость в кристаллических сланцах (в том числе кордиерит-жедритовых) и достигал условий амфиболитовой фации [Жуланова, Колясников, 1991].

2) За ним последовал градиентный метаморфизм, сформировавший метаморфическую зональность зеленосланцевой фации. Выделяются амфибол содержащие породы с фибробластовой структурой, состо-



**Рис. 5.** Схематическая геологическая карта восточного побережья Гижигинской губы от мыса Глиняный до устья реки Тополовка (по [Бойшенко, 1977] с изменениями). 1—флишевые отложения верхней перми; 2—нерасчлененные триасовые отложения; 3—вулканогенная толща предположительно нижнеюрского возраста; 5—платобазальты кытыймской свиты верхнего мела; 6—залегание слоистости; 7—места находок фауны; 8—разломы.



**Таблица 1.** Состав породообразующих минералов в амфибол содержащих породах верхнепылгинской толщи

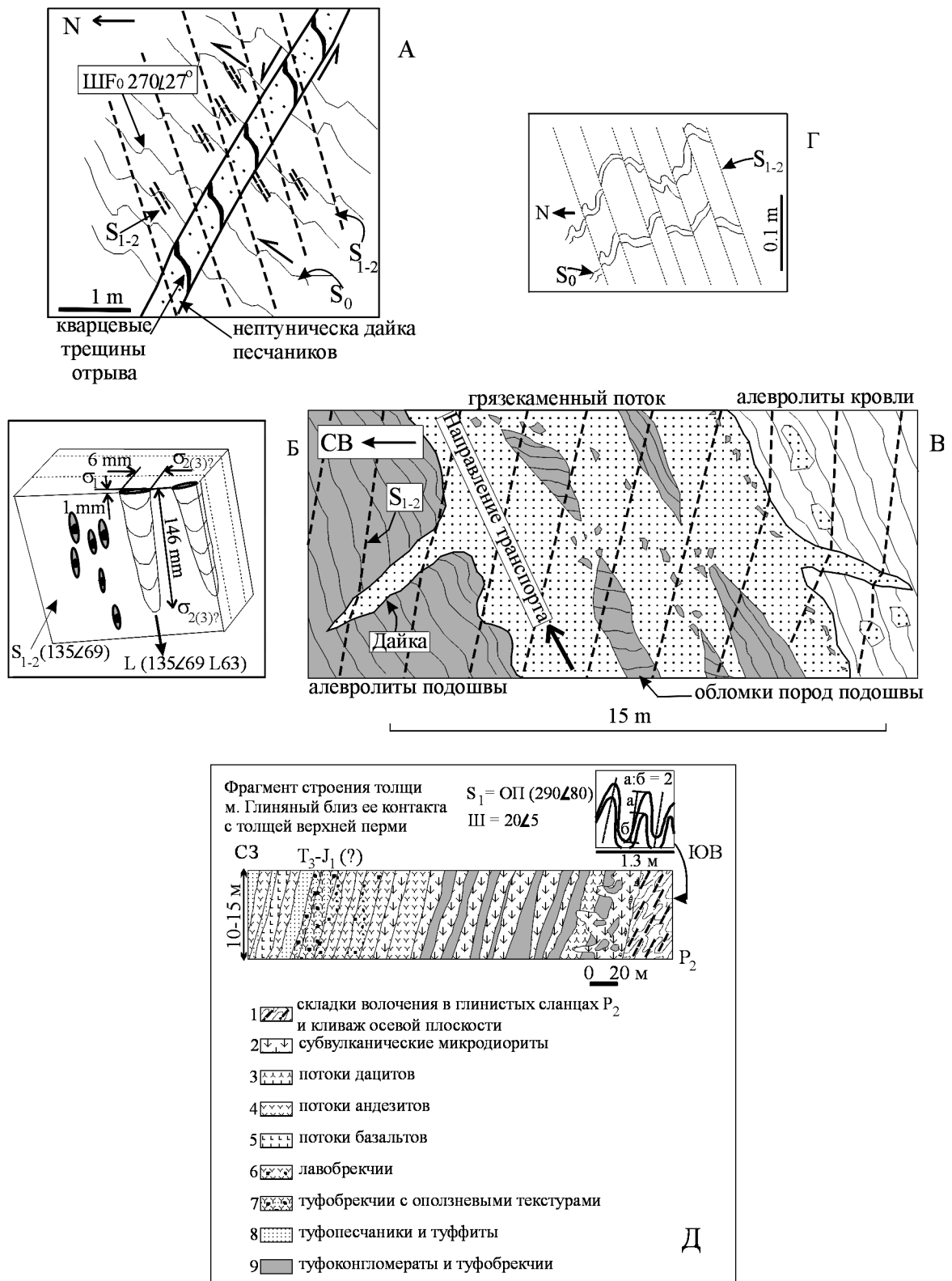
образец	минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>общ</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cl
95218/3	актинолит	52,55	0,05	2,21	15,96	0,28	14,5	11,97	0,41	0,06	0,06	0
95218/3	актинолит	54,48	0,09	2,28	15,66	0,41	14,45	12,22	0,38	0,05	0,18	0,02
95218/3	актинолит	53,18	0,13	2,63	16,01	0,4	14,02	12,16	0,48	0,09	0,1	0,01
95218/3	альбит	68,7	0	20,79	0,16	0	0	1,81	10,29	0,06	0	0
95218/3	альбит	66,55	0	22,68	0,15	0	0,02	2,34	10,2	0,05	0	0
95218/8	актинолит	53,59	0,04	1,78	13,99	0,28	15,91	11,36	0,49	0,09	0	0
95218/8	актинолит	50,99	0,24	5,07	16,96	0,37	13,93	10,42	1,08	0,08	0,04	0,06
95218/8	актинолит	52,52	0,16	3,99	15,82	0,25	14,42	10,95	0,82	0,08	0	0,05
95218/8	актинолит	68,34	0,05	21,15	0,07	0	0,04	0,68	10,91	0,06	0	0

Анализы выполнены на микроанализаторе в ГЕОХИ РАН.

ящие из амфибола, плагиоклаза, эпидота и подчиненного сфена. Эти породы образовались в результате метаморфизма метавулканогенно-осадочных образований. Другой тип амфиболитов характеризуется присутствием актинолита и альбита. Слабо сохранилась интерсервальная структура, свойствен-

ная базальтам. Элементный состав амфиболов приведен в табл. 1. Присутствуют также мелкозернистые метавулканиты состоящие из амфибола и хлорита. Описанные амфибол содержащие породы содержат типичную для зеленосланцевой фации метаморфизма минеральную ассоциацию: актинолит

На стереограммах (сетка Вульфа, проекция на верхнюю полусферу): А – два этапа деформаций слоистости в породах верхней перми и в толще мыса Глиняный:  $\pi S_{01}$  – пояс полюсов слоистости цилиндрической деформации с шарниром ( $\Pi_{1pac}$ ), полого погружающимся на юго-запад,  $\pi S_{02}$  – пояс полюсов слоистости наложенной конической деформации с шарниром, круто погружающимся на юго-юго-восток. Связанный с цилиндрической деформацией кливаж осевой плоскости почти не фиксируется, тогда как кливаж осевой плоскости, связанный с конической деформацией распространен широко (см. стереограмму Б); Б – коническая деформация кливажа:  $\pi S_{1-1}$  – пояс полюсов деформации с субвертикальным рассчитанным шарниром ( $\Pi_{1pac}$ ); В – цилиндрический пояс линейности пересечения кливажа со слоистостью и замеренных шарниров ранних мелких складок слоистости ( $L(S_0/S_1)$ ) со спорадически развитым кливажом осевой плоскости. Поскольку пояс отклоняется от центра полусферы, то вероятнее всего главная ось сжатия ( $\sigma_1$ ) была ориентирована СЗ-ЮВ, а ось растяжения ( $\sigma_3$ ) была ориентирована ЮЗ-СВ (см. также стереограммы Г, Д и Е). Ориентировка осей сжатия и растяжения показана черными стрелками; Г – полюса первоначальной ориентировки нептунических даек в породах верхней перми, реконструированного исходя из предположения, что дайки внедрялись в субгоризонтально залегающие отложения и реконструированная ориентировка осей главного тангенциального сжатия ( $\sigma_1$ ) и растяжения ( $\sigma_3$ ) в момент формирования даек; Д – реконструированная ориентировка оси главного тангенциального сжатия ( $\sigma_1$ ) для парных сколовых трещин, сформированных одновременно со становлением нептунических даек (этими трещинами ограничены мелкомасштабные зоны растяжения типа pull apart, ориентировка которых совпадает с ориентировкой нептунических даек); Е – две системы тектонических борозд скольжения: а-сдвига-сбросы, в момент образования которых ориентировка осей сжатия и растяжения была близка к таковым во время формирования системы нептунических даек, 2-сдвига-взбросы, в момент образования которых растяжение ЮЗ-СВ сменилось сжатием такого же направления; Ж – реконструированная ориентировка направления главного тангенциального сжатия по посткливажным парным сколовым трещинам; З – полюса всех замеренных парных сколовых трещин.



**Рис. 6.** Зарисовки фрагментов обнажений и штупов пород верхней перми в береговых обрывах между мысом Глиняный и рекой Тополовка.

А – нептуническая дайка песчаников, прорывающая более ранние мелкие складки волочения с одновозрастным им кливажом осевой плоскости (S<sub>1-1</sub>).

+ альбит + хлорит + эпидот. Вариации содержания глинозема в актинолите из этих пород свидетельствуют, что температуры метаморфизма находились в интервале 350–450°C [Плюснина, 1983]. Ассоциация альбита с низко- и умеренно глиноземистым актинолитом (табл. 1) указывает на давление при метаморфизме не более 2 кбар. Метаморфизм с аналогичными параметрами известен как в трансформных разломах Тихого и Атлантического океанов, так и в разломных зонах некоторых задуговых регионов [Силантьев и др., 1985].

3) Завершающий метаморфизм связан с термальным воздействием интрузий гранодиоритов. Аг–Аг методом получены следующие датировки: по биотиту из биотитовых гранитов –  $87,8 \pm 0,3$  млн лет, по валу из диоритов –  $97,9 \pm 0,7$ – $105,3 \pm 0,7$  и  $104,0 \pm 0,4$ – $109,3 \pm 0,4$  млн лет. Для метавулканитов верхнепылгинской толщи Аг–Аг методом по валу были получены следующие датировки:  $93,3 \pm 0,3$ – $95,4 \pm 0,3$ ;  $91,7 \pm 0,3$ – $92,1 \pm 0,3$ ;  $86,1 \pm 0,2$ – $86,8 \pm 0,2$  млн лет.

**Толща мыса Глиняный.** Степень вторичных преобразований толщи не превышает зеленокаменного перерождения. Лишь в зонах разломов породы метаморфизованы до фации зеленых сланцев. По слабо измененным вулканитам толщи мыса Глиняный Аг–Аг методом получены датировки:  $89,0 \pm 0,3$ – $90,1 \pm 0,1$ ;  $89,6 \pm 0,3$ – $90,3 \pm 0,3$  млн лет (определения выполнены по валу).

**Кристаллические породы Авековского блока.** В кристаллических породах докембрия непосредственно к северу от Пылгин-Инчикского шва в зонах диафтореза К–Аг методом получены близкие датировки: 89–110 млн лет [Жуланова, 1974].

По-видимому, все приведенные датировки характеризуют этап тектонического выведения на поверхность (эксгумации) пород Пылгин-Инчикской шовной зоны. Часто эксгумация более древних комплексов связана с этапом тектонического растяже-

ния [Miller et al., 1998]. В нашем случае растяжение могло совпасть по времени с альбско-туронским интрузивным и эффузивным магматизмом ОЧВП, либо непосредственно предворять его.

## Структурные данные

Структурные исследования в пределах двух ключевых участков включали структурно-геометрический анализ плоскостных и линейных элементов, кинематический анализ зон пластических и хрупких деформаций, а также отбор и изучение ориентированных шлифов для проведения стрейн-анализа.

### Водораздел рек Пылгин и Большая Чайбуха.

Структура района определяется наличием серии субвертикальных, круто погружающихся на ССЗ деформированных тектонических чешуй. Чешуи сложены метавулканогенными породами верхнепылгинской толщи, а также терригенными породами верхней перми террейна Центрального Тайгоноса (рис. 2).

**Слоистость.** Обработка замеров слоистости на сетке Вульфа позволяет выявить наличие двух этапов деформаций. Складчатые формы первого этапа деформаций имеют цилиндрическую геометрию (пояс полюсов слоистости  $\pi S_{0-1}$ ) с шарниром, полого ориентированным в СЗ-ЮВ румбах ( $Ш_{1pac}$ ) и осевой поверхностью, круто погружающейся на ЮЗ (рис. 2, стереограмма IV). Мелкие складки этого этапа с кливажом осевой плоскости, а также фрагменты более крупных складок зафиксированы в терригенных породах верхней перми (рис. 2E). Фрагменты (крылья) более крупных складок реконструируются по чередованию нормального и опрокинутого залегания слоистости. В первом случае кливаж залегает круче слоистости, а во втором – положе (рис. 2B). Складки второго этапа деформаций имеют кони-

---

Дайки и вмещающие породы секутся более поздним кливажом ( $S_{1-2}$ ). Стрелки показывают направление перемещений в момент образования ранних складок и в момент внедрения даек; Б – деформированные ходы илоедов и обохранные тени давления вокруг деформированных кристаллов пирита (серые эллипсы с черными ядрами – кристаллами пирита), ось максимального сжатия ( $\sigma_1$ ) ориентирована перпендикулярно плоскости кливажа ( $S_{1-2}$ ), соотношение осей  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  нельзя оценить, очевидно, что  $\sigma_1 \gg \sigma_2$  и (или)  $\sigma_3$ ; В – отложения грязекаменного потока, подстилаемые и перекрытые алевролитовыми пачками, видны ответвляющиеся от потока нептунические дайки, которые секутся кливажом  $S_{1-2}$ ; Г – дифференцированные подвижки по плоскостям кливажа  $S_{1-2}$  – могут интерпретироваться как переход деформации чистого сдвига в деформацию простого сдвига в одном и том же поле тектонических напряжений; Д – тектонический контакт терригенных пород верхней перми (справа) и вулканогенных пород толщи мыса Глиняный (слева), севернее устья ручья Глиняный.

ческую геометрию (пояс полюсов слоистости  $\pi S_0$ , рис. 2, стереограмма IV) с субвертикальным шарниром ( $\Pi_{2pac}$ ) и, вероятно, могут рассматриваться в едином парагенезе с коническими складчатыми деформациями метаморфической сланцеватости и кливажа (рис. 2, стереограмма III).

**Метаморфическая сланцеватость в породах верхнепылгинской толщи.** Определяющим структурным элементом для верхнепылгинской толщи в этом районе является метаморфическая сланцеватость ( $S_1$ ), которая в той или иной степени проявлена во всех породных разностях и круто погружается преимущественно на СВВ (рис. 2, стереограмма А). Судя по распределению полюсов сланцеватости, она испытала наложенную коническую деформацию, шарнир которой ( $\Pi_{2pac}$ ) ориентирован субвертикально (рис. 2, стереограмма III).

**Кливаж в терригенных породах верхней перми.** В терригенных породах верхней перми, а также в “базальной” толще терригенных диамиктитов развит кливаж, который имеет такую же пространственную ориентировку, как и метаморфическая сланцеватость. Интенсивность кливажа постепенно затухает в южном направлении. В непосредственной близости от метавулканогенных пород верхнепылгинской толщи в терригенных диамиктитах и глинистых сланцах верхней перми развит сплошной кливаж. Он параллелен осевым поверхностям мелких напряженных складок слоистости. Характерны дифференцированные подвижки слоистости вдоль плоскостей кливажа с формированием микроплойчатости (кренуляционный кливаж). В то же время в верхнепермских турбидитах описаны конседиментационные подводно-оползневые складки, крылья которых секутся кливажем (рис. 2Ж). Линейность пересечения кливажа и слоистости ( $L(S_0/S_1)$ ) ориентирована различным образом, что свидетельствует о наложенных деформациях кливажа (рис. 2, стереограмма IV).

**Разрывные нарушения.** Представлены разломами СВ и СВЗ (поздние) простираения.

**Разломы СВ простираения** являются структурообразующими и ограничивают чешуи различного состава и различной степени метаморфизма. Борозды скольжения свидетельствуют об их левосдвиговой кинематике (рис. 2, стереограмма I), по крайней мере на заключительных этапах движений. Кливаж и метаморфическая сланцеватость ориентированы под острым углом к простираению этих разломов. Можно предложить, что формирование кливажа и сланцеватости связано с левосдвиговыми перемещениями. В дальнейшем кливаж мог быть развернут по часовой стрелке в результате последующих правосдвиговых перемещений. В этом слу-

чае можно предположить существование двух генераций кливажа: первая (кливаж осевой плоскости) сопряжена с левосдвиговыми перемещениями, а вторая (наложенный кливаж) – с последующими правосдвиговыми перемещениями. Это предположение находит ряд подтверждений. 1) Зафиксирован наложенный кливаж ( $S_{1-2}$ ). 2) К плоскостям кливажа и метаморфической сланцеватости приурочены трещины отрыва, заполненные кварцем (рис. 2А, Б). Установлено, что кварцевые трещины отрыва сформированы позднее, чем кливаж осевой плоскости и метаморфическая сланцеватость. Их формирование можно объяснить сменой кинематики перемещений с левосдвиговых на правосдвиговые (рис. 2А). 3) В ориентированных шлифах установлены признаки вторичного правосдвигового (по часовой стрелке) вращения обломочных зерен плагиоклаза (Pl), которые имели место после формирования кливажа. При этом сохранились эллипсоиды, уплощенные в плоскости кливажа, в которых оси напряжений  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  равны, а величина деформации вдоль оси  $\sigma_1$  много больше, чем вдоль осей  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  (рис. 2Д). Вторичное отклонение длинной оси эллипсоида от направления падения кливажа фиксируется также на макроуровне для уплощенных трехосных галек вулкаников, погруженных в рассланцованный тонкотерригенный матрикс (рис. 2Г). Это свидетельствует, что на начальной стадии формирования кливажа преобладали условия чистого сдвига без вращения (стадия I-а на рис. 2Д). В это же время начали формироваться складки слоистости, для которых кливаж параллелен осевым плоскостям. Затем в том же поле напряжений условия чистого сдвига сменились условиями простого левого сдвига с вращением против часовой стрелки (в это же время происходили дифференцированные подвижки по плоскостям кливажа, на локальных участках формировался кренуляционный кливаж) – стадия I-б на рис. 2Д. Затем левосдвиговая кинематика меняется на правосдвиговую с вращением (стадия II на рис. 2Д). Соответственно меняется ориентировка поля напряжений. Эти движения следует рассматривать как проявления нового, наложенного этапа деформаций. Одновременно с подвижками второго этапа формируются кварцевые трещины отрыва. Возможно, в это время формируется наложенный кливаж ( $S_{1-2}$ ). Ось  $\sigma_3$  главного сжатия была ориентирована в ЮЗ-СВ направлении (рис. 2, стереограмма I).

Можно предположить, что движения 1-го этапа проявились в период формирования верхнепылгинской толщи, либо в период ее раннего метаморфизма в раннем мезозое (вероятно, до конца позднего триаса).

К разломам СВ простираения приурочены мелкие линейные интрузии гранитоидов среднемеолового воз-

раста. Интрузивные тела почти не тектонизированы. Это позволяет ограничить верхний возрастной предел движений второго этапа.

**Разломы СЗ простираения.** В современной структуре смещают разломы СВ простираения. Анализ распределения связанных с ними борозд скольжения свидетельствует, что они являются левыми сдвига-сбросами. При их формировании ось  $\sigma_3$  главного латерального растяжения была ориентирована ЮЮЗ-ССВ (рис. 2, стереограмма II). Возможно, их формирование сопровождалось образованием избирательно распространенного наложенного кливажа, а также вращением ранее сформировавшихся структурных элементов против часовой стрелки.

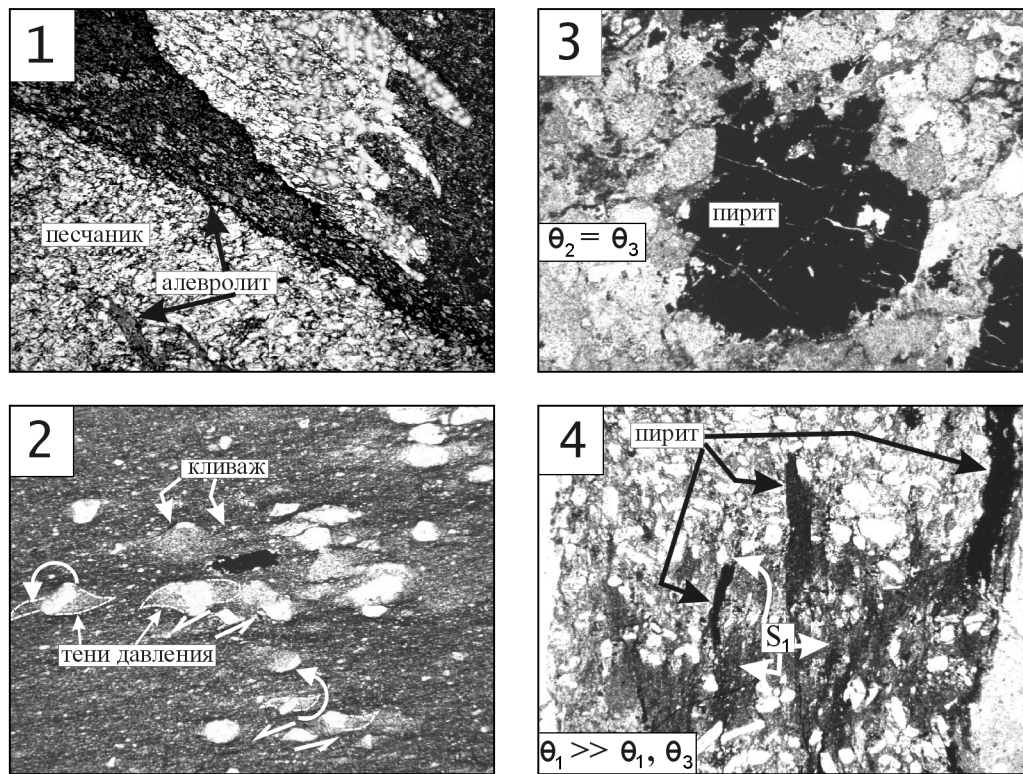
Данные по сопредельным районам Охотского побережья свидетельствуют, что заложение разломов субмеридионального-СЗ простираения произошло в конце поздней юры – раннем мелу в период Удско-Мургальского этапа островодужного магматизма [Соколов и др., 1999]. Повторная активизация движений по этим разломам имела место в альбе-туроне во время активного вулканизма в ОЧВП [Алексютин и др., 1999; Бондаренко и др., 1998]. Разломы такого же простираения контролируют распространение ромбовидных в плане участков повышенной мощности неоген-четвертичных отложений на п-ве Тайгонос. Все это свидетельствует о многоэтапности проявления движений по разломам СЗ простираения.

**Район мыса Глиняный.** В районе мыса Глиняный вскрывается призматическая часть крупной антиформы СВ простираения, ядро которой сложено верхнепермскими породами. ЮВ крыло антиформы наращивается мезозойскими отложениями, а СЗ ее крыло нарушено субвертикальным разломом СВ простираения (рис. 5, 6Д). К СЗ от разлома вскрываются вулканы толщи мыса Глиняный. На интервале от мыса Глиняный до р. Тополовка породы разбиты серией субвертикальных разломов СВ простираения. В ограниченных ими доменах преобладает моноклинальное залегание слоистости, осложненное мелкими складками.

**Докливажные деформации.** Ранние послонные срывы. Наиболее ранними являются мелкие напряженные складки слоистости, вплоть до опрокинутых изоклиальных складок. Эти складки приурочены к зонам послонных срывов в верхнепермских породах. Зона срывов концентрируются вдоль границ пачек различной компетентности и имеют мощность до нескольких метров. В зонах срывов развиты милониты с С-S структурами. Это свидетельствует о пластическом характере деформации. Поскольку вторичные изменения в зонах срывов незначительные, то вероятнее всего породы в

момент проявления деформаций были слабо литифицированы. В участках растяжения, совпадающих со структурами типа Риделя, концентрируются скопления сульфидов ромбовидной в разрезе формы. Приуроченные к зонам срывов складки слоистости как правило асимметричны или опрокинуты в одну сторону. На отдельных участках складки сопровождаются реликтовым ранним кливажом, который параллелен осевым поверхностям складок. Осевые поверхности складок чаще всего наклонены на ССЗ, а их шарниры (оси) полого простираются в ВСВ румбах (рис. 3, стереограмма А, пояс цилиндрической деформации  $\pi S_{0-1}$ ). Эти складки обладают всеми признаками складок волочения. По имеющимся данным не представляется возможным однозначно реконструировать кинематику ранних послонных срывов: она может быть как сбросовой, так и взбросовой. Обилие минерализации и сульфидизированных участков растяжения в зонах срывов, спорадичность проявления раннего кливажа осевой плоскости, отсутствие тектонических меланжей позволяет с большой долей условности предположить преобладание условий растяжения (сбросовая кинематика).

**Нептунические дайки.** В верхнепермских породах к югу от мыса Глиняный широко распространена система нептунических даек песчаников и гравелитов. Упомянутые зоны ранних послонных срывов секутся нептуническими дайками (рис. 6А). Дайки образуют упорядоченную в пространстве систему с двумя максимумами ориентировок. Причем, по кварцевым трещинам отрыва в дайках для каждого максимума фиксируется своя кинематика раскрытия трещин, заполненных дайками: со сбросовой и взбросовой компонентой (при современном пространственном положении даек). Поскольку, кроме упомянутых послонных срывов признаки других до-дайковых деформаций отсутствуют, то можно предположить, что дайки внедрялись в субгоризонтально залегающие отложения. Исходя из этого предположения, залегание слоистости во вмещающих породах было трансформировано в горизонтальное. Реконструированное, близкое к первоначальному, пространственное положение даек показано на рис. 3, стереограмма Г. Видны два максимума полюсов к плоскостям даек, соответствующие ЮВ и ЮЗ падению даек. Полевые наблюдения свидетельствуют, что дайки обоих направлений внедрялись приблизительно одновременно. Очевидно, что их внедрение стало возможным благодаря раскрытию парной системы тектонических трещин. Это позволяет качественно реконструировать былую ориентировку осей латерального сжатия и растяжения (рис. 3, стереограмма Г). Сжатие было ориентировано СЗ-ЮВ, а растяжение – ЮЗ-СВ. Линейность удлинения кварцевых трещин отрыва в нептунических дайках



**Рис. 7.** Фотографии прозрачных шлифов из терригенных пород верхней перми района мыса Глиняный.

1—пластическое затекание алевролитов (темное) в песчаники (светлое) в результате дифференцированных подвижек по плоскостям кливажа  $S_{1-2}$ , пачка переслаивания песчаников и алевролитов; 2—диамиктиты с алевролитовым матриксом, в которых проявлены структуры-индикаторы направления перемещения вещества в результате деформации пластического сдвига вдоль плоскостей кливажа  $S_{1-2}$ : вращение обломков с образованием теней давления и “хвостатые” будины, свойственные пластическим C-S тектонитам; 3, 4 – пример плоской деформации ( $\sigma_2 = \sigma_3 \ll \sigma_1$ ) докливажных кристаллов пирита. Ось  $\sigma_1$  ориентирована перпендикулярно плоскости кливажа  $S_{1-2}$  (фото 3 сделано в плоскости параллельной кливажу), а одна из осей  $\sigma_2$  или  $\sigma_3$  ориентирована под острым углом к линии падения кливажа (фото 4 сделано в плоскости перпендикулярной кливажу, кристаллы пирита удлинены под косым углом к линии падения кливажа, которая ориентирована Аз пд  $143^\circ$  угол пд  $67^\circ$ ) (см. также рис. 6 Б).

наклонена под углами в первые десятки градусов. В “экзоконтактах” даек присутствуют синхронные им сколовые трещины отрыва, которые могли образоваться в поле левого сдвига СВ простираения. Это позволяет предположить, что система трещин отрыва, заполненных нептуническими дайками также была сформирована в сдвиго-сбросовом поле напряжений. Таким образом, предшествующие внедрению нептунических даек послонные срывы, связанные с ними складки волочения, а также и сами дайки были сформированы в поздней перми.

**Синкливажные деформации.** В породах позднепермского возраста проявлен интенсивный про-

никающий кливаж, который либо ориентирован субвертикально, либо круто наклонен на ЮВ (преобладает) и на СЗ (рис. 5, стереограмма А).

В ряде случаев зафиксированы мелкие складки слоистости, осевым поверхностям которых параллелен кливаж (рис. 6Г). Такие складки распространены преимущественно вблизи упомянутых зон разломов СВ простираения. Шарниры этих складок круто ориентированы. Они могут быть сопоставлены с конической деформацией (рис. 5А), в осевой плоскости которой лежат полюса кливажа  $S_1$  (рис. 5Б).

**Интенсивность синкливажных деформаций.** На основании полученных данных можно дать ка-

чественную оценку интенсивности деформаций, сопровождавших формирование кливажа. Как уже отмечалось, кливаж максимально проявлен вблизи разломов СВ простираения. Здесь же зафиксированы и максимальные по интенсивности деформации. Для этих участков наиболее характерны дифференцированные подвижки по плоскостям кливажа, которые часто осложняют крылья присдвиговых складок (рис. 6Г). Такие подвижки сопровождаются инъекциями глинистого материала в псаммитовый материал вдоль плоскостей кливажа, при переслаивании песчаников и алевро-аргиллитов (рис. 7-1).

Сингенетические кристаллы пирита, характерные для верхнепермских отложений, в высоко деформированных зонах приобретают форму “блинов”, расплющенных в плоскости кливажа (рис. 7-3, 7-4). Степень укорочения вдоль оси  $\sigma_1$  (перпендикулярно плоскости кливажа) многократно превышает степень деформации вдоль осей  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$ , при этом  $\sigma_2 = \sigma_3$  (двухосная деформация без вращения). В дальнейшем характер деформации меняется. Деформированные кристаллы пирита, равно как и обломочные зерна испытывают вращение в плоскости кливажа в поле левого сдвига. Вращение выражено в формировании “хвостатых” будин, теней давления (рис. 7-2). Деформация с вращением, вероятно, была ответственной также за образование структур дифференцированного смещения вдоль плоскостей кливажа. Приведенные данные позволяют прийти к выводу, что на начальных стадиях формирования кливажа доминировали условия “чистого” сдвига без вращения. На заключительном этапе возобладала условия хрупко-пластического “простого” сдвига с вращением. Тектонические борозды сдвига-взбросов (преимущественно левых) могли быть образованы на этапе формирования деформации “простого” сдвига (рис. 5, карта и стереограмма Е – борозды 2) в условиях сжатия ЮЗ-СВ. С этой системой борозд генетически связаны парные сколовые трещины (рис. 5Ж).

По-видимому, вблизи поверхностей сместителей левых сдвигов СВ простираения были сконцентрированы пластические деформации, а на их флангах – хрупкие деформации. Возраст синкливажных деформаций можно оценить лишь по косвенным данным. Известно, что основные складчатые деформации в регионе были растянуты во времени от начала неокома до конца баррема–начала альба [Некрасов, 1976]. Вероятно, кливаж и сопровождающие его деформационные структуры имели место именно в этот временной интервал, хотя нельзя исключить и допозднеюрский их возраст.

**Посткливажные деформации.** Поверхности кливажа деформированы в мелкие присдвиговые

складки конической геометрии с субвертикальными шарнирами (рис. 5Б). Распределение на стереограмме линейности пересечения кливажа со слоистостью косвенно свидетельствует, что деформация кливажа происходила в условиях сжатия, ориентированного СЗ-ЮВ, и растяжения, ориентированного ЮЗ-СВ (рис. 5В). Сходная ориентировка сжатия и растяжения фиксируется для системы поздних парных сколовых трещин. К этим трещинам приурочены мелкоамплитудные минерализованные ромбовидные структуры типа pull apart. По-видимому, эти два типа структур образуют единый парагенез. Возраст этого парагенеза не ясен. Он может быть связан с разломами СВ и СЗ простираения, которые деформируют верхнемеловые вулканиты п-ва Тайгонос.

**Хрупкие посткливажные разрывные нарушения.** Структура рассмотренных толщ осложнена посткливажными хрупкими разломами СВ простираения. С ними сопряжены менее выраженные разломы СЗ простираения. Разломы субвертикальные. Они сопровождаются зонами брекчирования и катаклаза мощностью до нескольких десятков метров и лимонитовой минерализацией. Судя по бороздам скольжения и мелким складкам волочения, разломы характеризуются сдвиговой кинематикой.

В зонах разломов СЗ простираения зафиксированы борозды скольжения, отвечающие сбросам. Они были сформированы в результате растяжения в ЮЗ-СВ румбах (рис. 5Е, борозды 1). Формально такие сбросы могли сопровождать этап становления системы нептунических даек. Однако маловероятно, чтобы борозды скольжения сохранились с поздней перми, после проявления нижнемеловой складчатости. Более вероятно, что эти сбросовые борозды следует рассматривать в парагенезе с позднемеловыми посткливажными деформациями.

**Промежуточные выводы.** Деформации, связанные с эволюцией Пылгинской шовной зоны, фиксируются с конца перми (заложение Пылгинского палеобассейна в условиях сдвига с растяжением). По-видимому, присдвиговые пластические деформации сопровождают развитие палеобассейна вплоть до его инверсии в ранней-средней (?) юре. Инверсия сопровождается интенсивными сдвиговыми деформациями (преимущественно левые сдвиги со сжатием). В меду сдвиговые деформации возобновляются, но уже в ином поле напряжений (преимущественно правые сдвиги). Кайнозойские деформации также сопровождались перемещениями по системе сдвигов, часто наследующих более древние зоны разломов.

Таблица 1. Химический состав вулканитов Пылгин-Инчикской шовной зоны п-ва Тайгонос

Номер образца	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14	
	95215	95217/3	95218	95218/1	95218/3	95218/5	95218/8	95219	95219/1	95219/12	95219/13	95219/8	95219/9	95219-a														
SiO <sub>2</sub>	62,23	70,79	49,47	48,50	51,08	52,06	52,70	67,60	48,73	43,69	67,25	70,06	71,38	70,35														
TiO <sub>2</sub>	1,02	0,50	2,00	1,28	1,47	1,04	1,40	0,57	1,29	1,62	0,51	0,64	0,51	0,53														
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,19	13,56	13,00	15,21	12,47	15,12	13,96	15,03	15,26	14,57	12,22	13,56	13,09	13,50														
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,27	1,11	7,94	6,72	3,09	5,78	2,25	1,06	2,55	1,30	2,03	1,20	1,66	1,45														
FeO	6,25	1,63	7,60	3,14	8,93	6,20	8,36	3,59	5,93	5,72	3,59	1,51	2,31	2,50														
MnO	0,04	0,03	0,23	0,13	0,26	0,30	0,20	0,09	0,19	0,23	0,07	0,05	0,07	0,05														
MgO	5,34	0,33	4,14	7,76	7,91	4,43	6,63	1,83	12,21	5,91	2,34	1,00	0,93	0,87														
CaO	2,00	2,62	8,96	10,90	7,66	8,33	6,63	1,14	4,32	10,06	1,37	3,84	0,63	0,80														
Na <sub>2</sub> O	2,67	4,16	4,27	3,12	4,09	5,25	5,38	5,75	1,60	2,81	4,97	4,49	5,15	3,80														
K <sub>2</sub> O	0,94	2,25	0,67	0,90	1,10	0,17	0,60	2,01	4,09	3,80	3,22	3,10	3,38	5,20														
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33	0,05	0,26	0,13	0,09	0,32	0,21	0,10	0,15	0,45	0,03	0,09	0,01	0,03														
H <sub>2</sub> O*	3,71	1,55	0,77	1,09	0,91	0,27	0,86	0,37	3,07	3,88	1,35	0,42	0,34	0,20														
CO <sub>2</sub> *	0,77	1,55	0,80	0,00	0,50	0,22	0,33	0,22	0,00	5,13	0,33	0,18	0,00	0,33														
п.п.п		2,93	1,50	1,89	1,95	0,61	1,51	0,90	3,07	9,36	1,95	0,65	0,66	0,66														
Сумма	99,85	99,96	100,04	99,68	100,10	99,61	99,83	99,67	99,39	99,52	99,55	100,19	99,78	99,74														
Cr	4				140	60	16			20	16			8														
Ni					52	19	34			75	18			7														
Co	20		44		37	20	25	6		32	9		4	4														
Sc	20		33					10																				
V					380	250	200	25		350	95		10	17														
Rb	19		14	13	25	2	96	48		42																		
Ba	900		240	470	270	120	150	1100		1700																		
Sr	140		110	170	94	170	140	57		12																		
Nb	2,0		2,2	1,9	2,0	3,0	4,5	6,5		3,0																		
Hf	1,50		2,90		1,50	2,10	2,80	6,00		2,00																		
Zr	58		110	52	53	73	98	200		68																		
Y	19		41	23	26	25	30	28		30																		
Th	1,9					1,4	1,1																					
La					4,8	14,0	10,6			3,4																		
Ce					12,0	30,0	23,0			10,0																		
Nd					9,6	17,0	3,1			9,5																		
Sm					3,1	4,1	13,9			4,0																		
Eu					1,1	1,2	4,03			1,5																		
Tb					0,82	0,83	1,25			1,1																		
Yb					2,80	2,7	2,76			2,9																		
Lu					0,49	0,51	0,47			0,46																		

1-14 – метавулканиты Верхнепылгинской толщи (6, 7 – силлы диабазов).

\* в сумму не входит.



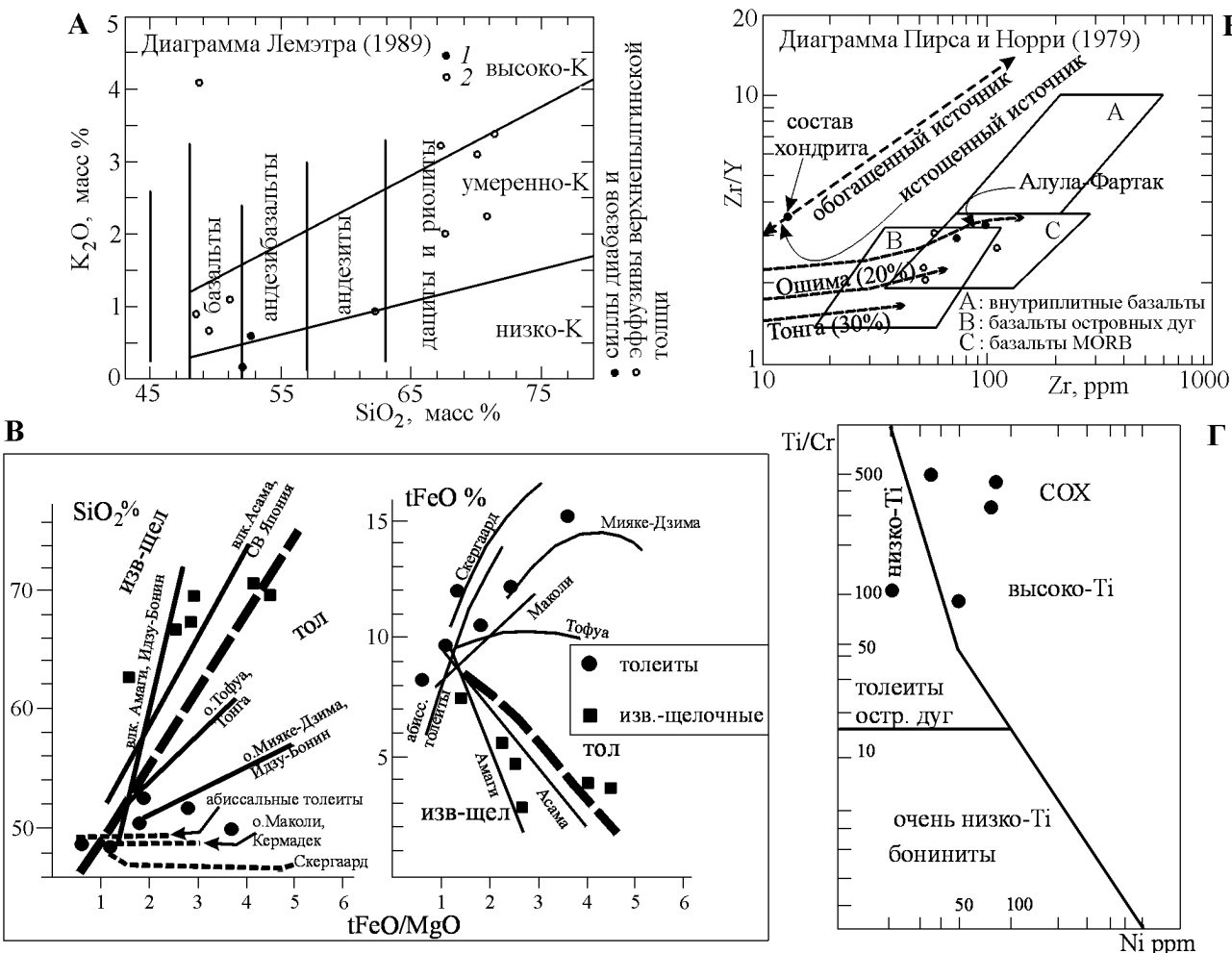


Рис. 8. Петрохимические и дискриминационные геохимические диаграммы для метавулканитов верхнепылгинской толщи.

## Геохимия вулканитов верхнепылгинской толщи

Метавулканиты верхнепылгинской толщи по химическому составу распадаются на две серии – толеит-базальтовую и известково-щелочную дацит-риолитовую.

Породы толеит-базальтовой серии представлены амфиболизированными диабазами, частично расланцованными базальтами и мелко-среднезернистыми сланцами лепидогранобластовой структуры.

На диаграммах Мияширо [Miyashiro, 1974] (рис. 8в) породы характеризуются толеитовым трендом. Он близок как тренду энсиматических островных дуг типа Тонга–Кермадек, так и тренду абиссальных толеитов. Отличие от последних заключается в несколько большей дифференцированности по  $Fe/Mg$  отношению при более низком темпе накопления

$Fe$ . Повышенные содержания  $K_2O$  в ряде образцов (рис. 8а), нетипичные для толеитов, связаны с наложенным К – метасоматозом (вторичный биотит). Низкие отношения  $Zr/Y$  (рис. 8б) позволяют предполагать относительно высокую степень плавления деплетированного мантийного источника [Pearce and Norry, 1979]. Существенное обогащение LILE (крупноионными литофилами) и выраженная отрицательная аномалия Nb (рис. 9а) свидетельствуют об активном вкладе в магматогенез субдукционной составляющей [Briqueu et al., 1984]. Перечисленные параметры сближают эту серию пород с толеитами примитивных энсиматических островных дуг. Для последних, однако, характерны истощенные спектры REE [Jakes and Gill, 1970] и содержания  $TiO_2$  в среднем не выше 1% [Miyashiro, 1974] (табл. 2). Изучаемые породы обнаруживают плоские и слабо обогащенные относительно N-MORB спектры REE (рис. 9б) и повышенные, по отношению к туго-

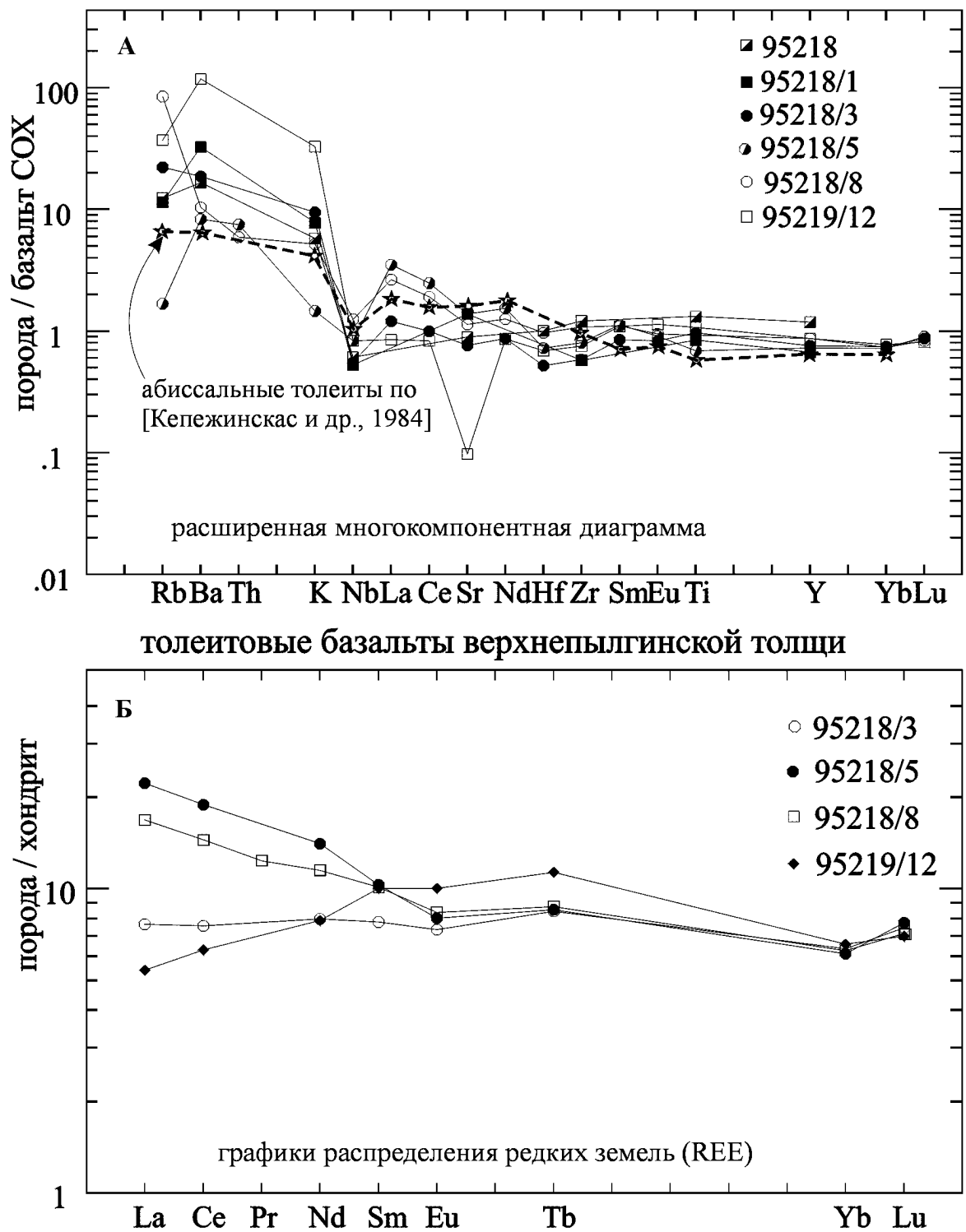


Рис. 9. Графики распределения REE и TR элементов для метавулканитов верхнепылгинской толщи. Звездочками показан тренд абиссальных толеитов по [Кепежинскас и др., 1984]

плавким компонентам, содержания  $TiO_2$  (1,04–2%) (рис. 8г) [Shervais, 1982], характерные для базальтов типа N- и T-MORB. Подобное сочетание геохимических характеристик заставляет искать ана-

логи данной серии в задуговых спрединговых бассейнах с корой океанического типа над зоной субдукции. Примером могут служить базальты, драгированные в море Скоша [Saunders and Tarney, 1979]

(за исключением драги № 24) (рис. 9а). Они обнаруживают слабо фракционированные спектры REE при содержаниях La в 3–4 раза выше таковых в N-MORB, отношение Zr/Y = 2–3, содержания TiO<sub>2</sub> в пределах 1,02–1,46% и ярко выраженную аномалию по Nb. При этом породы моря Скоша отличаются несколько более низкими содержаниями Rb, Ba и Sr, что может свидетельствовать, например, о меньшей степени контаминации магмы осадками субдукционного клина. Другое отличие – их слабая дифференцированность (tFe/Mg = 1,19–1,62), вероятно, связанная с особенностями механизма магмогенерации [Saunders and Tarney, 1979]. Члены обеих серий с близкими значениями магнетиальности, однако, сопоставимы и по содержанию тугоплавких компонентов (Cr, Ni, Co).

Таким образом, геохимические параметры толеит-базальтовой серии позволяют предполагать ее принадлежность образованиям задугового спредингового центра (или бассейна с рассеянным спредингом), испытывавшего существенное влияние зоны субдукции.

Породы известково-щелочной дацит-риолитовой серии в целом слабее подвержены динамотермальному метаморфизму, чем толеиты. Фенокристы (An<sub>10–25</sub>) иногда образуют гломеропорфировые сростки. Встречаются псевдоморфозы цоизита по фемическим вкрапленникам. Породы слабо миндалякаменные, с цоизитовым выполнением миндалин. Основная масса сохраняет реликты фельзитовой структуры, но обычно она замещена агрегатом альбит + хлорит + кварц + магнетит + цоизит, типичным для зеленосланцевого метаморфизма. В образце 95219/9 обильно развиты прожилки биотита, свидетельствующие о калиевом метасоматозе.

Породы характеризуются ярко выраженными известково-щелочными трендами дифференциации (рис. 8в), близкими к таковым энсиалических вулканических дуг. Выраженный Nb минимум (рис. 9а) свидетельствуют об интенсивном вкладе в магмогенерацию субдукционной составляющей. Резкая обогащенность LILE (рис. 9а) и HFSE (рис. 8б) позволяет предполагать участие в магмогенерации метасоматически обогащенной субконтинентальной мантии [Gill, 1981; Rogers et al., 1985].

Перечисленные петрогеохимические параметры дают основания относить эту серию к образованиям зрелой энсиалической островной дуги или активной континентальной окраины андийского типа.

Таким образом, в составе чешуй, образующих верхнепылгинскую “толщу” присутствуют как вулканы, свойственные зонам задугового спрединга, так и надсубдукционные вулканы, сформированные на зрелой коре континентального типа. Это подтверждает предположение, что верхнепылгин-

ская “толща” не является целостным стратиграфическим подразделением.

## Обсуждение результатов и дискуссия

На основе изложенного фактического материала попытаемся реконструировать тектонические условия формирования Пылгинской шовной зоны и слагающих ее пород.

Историю бассейна, существовавшего на месте Пылгинской шовной зоны, можно проследить, начиная с поздней перми. В поздней перми бассейн заполнялся трансгрессивной серией проксимальных турбидитов. Южнее бассейна располагалась область энсиалического островодужного вулканизма (Кони-Тайгоноская островная дуга). Позднепермское растяжение, вероятно, происходило в условиях сдвига с растяжением (транстенция). Это согласуется с выводами Г. Е. Некрасова о существовании на месте Тайгоноса в поздней перми собственно вулканической островной дуги и располагавшегося севернее окраинного бассейна [Некрасов, 1976].

В раннем мезозое (поздний триас–ранняя юра) вдоль южной периферии бассейна продолжается активный островодужный вулканизм. В пределах самого бассейна в условиях сдвига с растяжением возникают зоны локального толеитового вулканизма в ассоциации с кремнисто-глинистыми осадками (рис. 10). В позднем триасе фиксируется тектоническое событие, вероятно связанное с эпохой растяжения, которое маркируется накоплением норийских конгломератов.

В ранней-средней юре в регионе фиксируется перерыв в островодужном вулканизме. Это может быть связано с крупной тектонической реорганизацией конвергентных границ плит в Пацифике [Сokolov, 1994]. Она, по-видимому, сопровождалась тектоническими деформациями и метаморфизмом в пределах инвертирующего Пылгинского бассейна.

В поздней юре–раннем мелу в связи с возникновением новой зоны конвергенции, к югу от Пылгинской складчатой зоны возобновляется активный островодужный вулканизм (Удско-Мургалская островная дуга). В этот период времени Пылгинская зона, вероятно, имела высокое стояние и подвергалась размыву. Следующий этап надсубдукционного вулканизма имел место в конце альба–туроне (Охотско-Чукотский пояс). В это же время в пределах Пылгинской складчатой зоны возобновляются деформации в условиях сдвига с растяжения. Более древние (в том числе метаморфические) породы Пылгинской складчатой зоны выводятся на поверхность.

В современной структуре региона Пылгинская

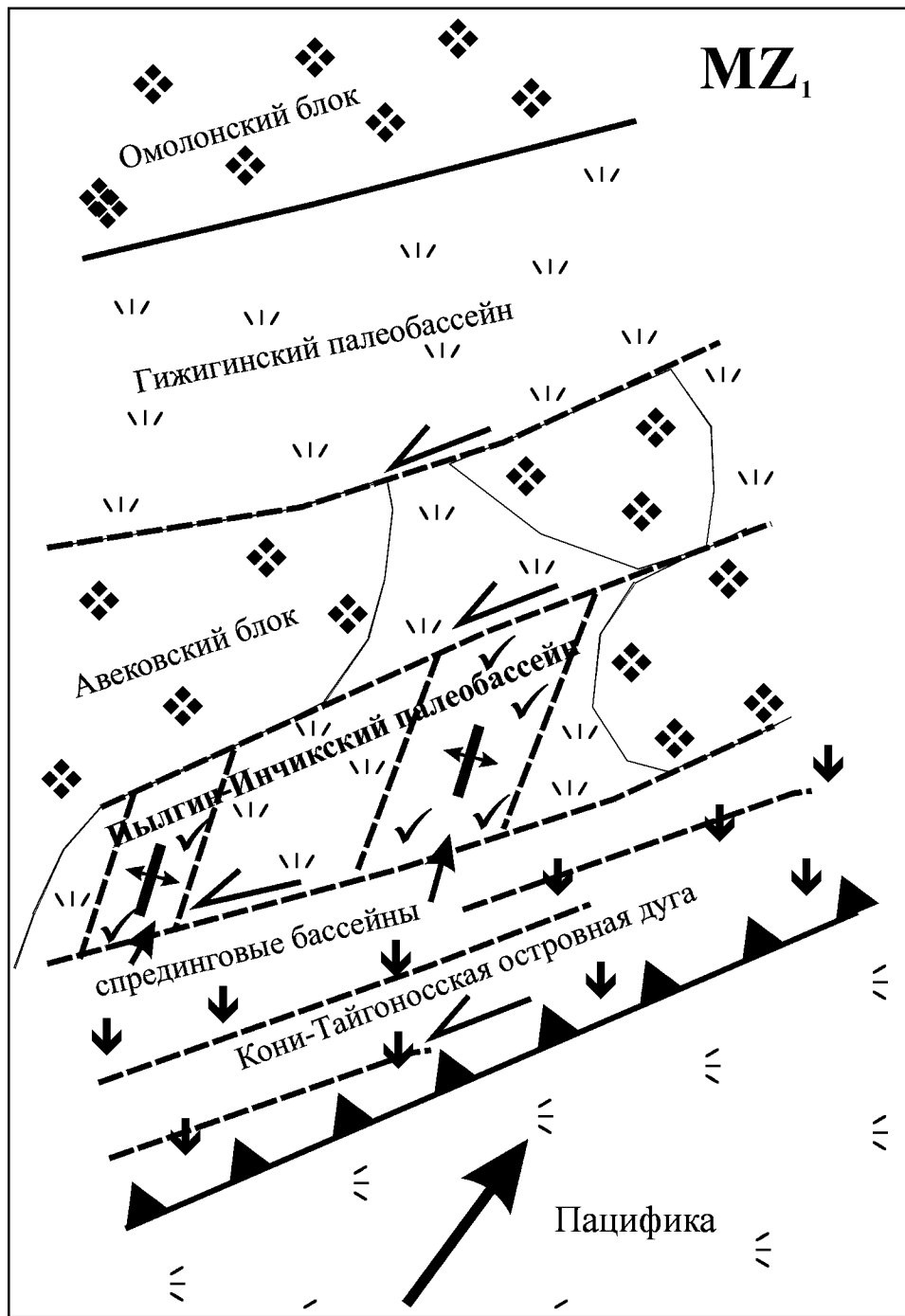
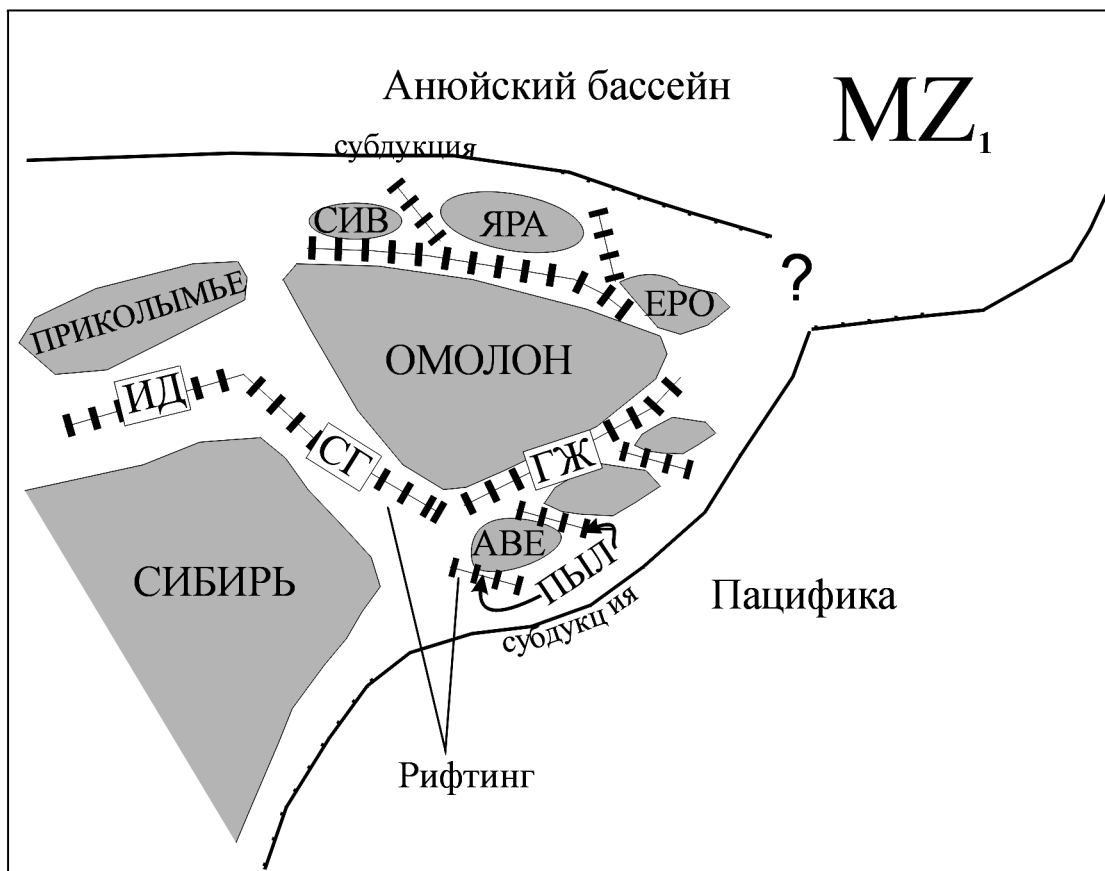


Рис. 10. Схематическая палеотектоническая реконструкция для раннемезозойского этапа эволюции Пылгинского бассейна и структур обрамления.

шовная зона расположена субпараллельно Гижигинской складчатой зоне. Гижигинская зона разделяет Омолонский и Авековский террейны и рассматривается как рифтогенная структура, заложившаяся в позднем палеозое и активизированная в позднем триасе и ранней юре [Гринберг и др., 1981; Некра-

сов, 1976; Тильман, 1973]. Возможно, Гижигинская и Пылгинская зоны являются частями одной более крупной структуры растяжения, возникшей в позднем палеозое и раннем мезозое в тылу Кони-Тайгоносской дуги. Это задуговое растяжение привело к отколу от Омолонского террейна серии мел-



**Рис. 11.** Схематическая палеотектоническая реконструкция для раннемезозойского этапа развития структур обрамления Омолонского террейна.

Крупные рифтогенные бассейны: ИД – Инъяли-Дебинский, СГ – Сугойский, ГЖ – Гижигинский; оперяющие задуговые бассейны: ПЫЛ – Пылгинский. Континентальные террейны: СИБ – Сиверский, ЕРО – Еропольский, АВЕ – Авековский; террейны проблематичной природы: ЯРА – Яракваамский.

ких террейнов, в том числе Авековского. Блоки континентальной коры, вероятно, были разделены осадочными бассейнами. Магматизм в их пределах был проявлен прерывисто и приурочен к присдвиговым структурам типа “pull apart”. В дальнейшем образования этих бассейнов были деформированы. Пылгинская шовная зона, по-видимому, маркирует “тектонический след” одного из таких задуговых палеобассейнов (рис. 10, 11).

Гижигинский палеобассейн по простиранию мог быть связан с системой Сугойского и Инъяли-Дебинского палеобассейнов. Он в позднем палеозое-мезозое занимал принципиально иную тектоническую позицию, чем Сугойский и Инъяли-Дебинский бассейны. Последние располагались между Сибирью и цепочкой отколовшихся от нее континентальных террейнов (Приколымье, Омолон и др.). Гижигинский бассейн в это же время разделял Омолон и

зону конвергенции вдоль СЗ периферии Пасифики (рис. 11). Палеоаналоги Пылгинской зоны, вероятно, следует искать в северном обрамлении Омолонского террейна: между ним и Яракваамским, Сиверским, Еропольским террейнами. В их пределах проявлен островодужный магматизм позднепалеозойско-раннемезозойского и позднемезозойского возраста, связанный с эволюцией конвергентных границ вдоль южного края Анюйского палеобассейна (рис. 11). Здесь также фиксируется предпозднетриасовое тектоническое событие, связанное с аккрецией океанических террейнов, и широко проявлены сдвиговые деформации.

Наличие сдвиговой компоненты при формировании системы задуговых бассейнов в тылу Кони-Тайгоносской дуги позволяет наложить разумные ограничения на их ширину. В Меланезии размеры спрединговых задуговых бассейнов с новообразованной

корой океанического типа, возникших в условиях сдвига с растяжением, не превышают первых сотен километров.

## Нерешенные проблемы

Основными проблемами в геологии Пылгин-Инцичской шовной зоны являются следующие: 1. Возраст верхнепылгинской толщи недостаточно обоснован. Это затрудняет корреляцию верхнепылгинской толщи с нижнемезозойскими вулканогенными толщами, расположенными южнее. 2. Не определен абсолютный возраст основных этапов движений по разломам. 3. До конца не решен вопрос о масштабности проявления раннемезозойских деформаций в Пылгинской зоне и ее обрамлении. 4. Количественная оценка ширины раскрытия Пылгинского палеобассейна невозможна, пока нет палеомагнитных данных из его бортов.

**Благодарности.** Авторы статьи благодарны И. Л. Жулановой (СВКНИИ ДВНЦ РАН, Магадан) за консультации по ряду аспектов геологии Пылгинской шовной зоны, а также С. Д. Соколову (ГИН РАН, Москва), взявшему на себя труд внимательно прочитать рукопись и сделавшему ряд ценных замечаний и дополнений. В частности, ему принадлежит идея о среднемеловом этапе растяжения в регионе. Выражаем также признательность дирекции СВКНИИ РАН, Магадан за помощь при проведении полевых работ на п-ве Тайгонос. Настоящее исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (гранты 97-05-65711; 98-07-90015; 99-05-65649) и ИНТАС (грант 96-1880).

## Литература

- Алексютин М. В., Бондаренко Г. Е., Минюк П. С., Результаты структурных и палеомагнитных исследований юрских и меловых комплексов в мезозоидах Северо-Востока России, *Тихоокеанская Геология*, (4), 26–38, 1999.
- Белый В. Ф., *Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса*, 76 с., СВКНИИ РАН, Магадан, 1994.
- Бойшенко А. Ф., *Геологическая карта СССР*, масштаб 1:200 000, Серия Магаданская, Р-57-XXIII, Аэрогеология, Москва, 1977.
- Бондаренко Г. Е., Морозов О. Л., Лэйер П., Минюк П. С., Новые данные Ar-Ar изотопного датирования магматических и метаморфических пород полуострова Тайгонос (Северо-Восток России), *Доклады РАН*, 1998, (в печати).
- Бычков Ю. М., Кузнецов В. М., Жуланова И. Л., Бялбжеский С. Г., *Триасовые местные стратоны Колыма-Омолонского региона и Северного Приохотья*, 70 с., ДВНЦ РАН, Магадан, 1996.
- Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Бахарев А., Булгакова М. Д., Ипатьева И. С., Недосекин Ю. Д., Рукович В. Н., Соловьев В. И., Сурнин А. А., Третьяков Ф. Ф., *Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колыма-Омолонского массива*, 359 с., Наука, Москва, 1981.
- Жуланова И. Л., О геологии верхнепылгинского комплекса и некоторых особенностях молодого метаморфизма в окраинной зоне Тайгоносского массива, *Магматизм Северо-Востока Азии*, ч. 2, с. 112–118, Кн. Изд-во, Магадан, 1975.
- Жуланова И. Л., Тектоника и история формирования метаморфических комплексов северной части полуострова Тайгонос, *Геотектоника*, (1), 111–122, 1974.
- Жуланова И. Л., Колясников Ю. А., *Отчет о работах по составлению легенды верхнепылгинской толщи для Госгеолкарты-50*, 96 с., СВКНИИ, Магадан, 1991.
- Заборовская Н. Б., *Внутренняя зона Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на Тайгоносе*, 199 с., Наука, Москва, 1978.
- Караваева Н. И., Верхняя пермь полуострова Тайгонос (новые данные), *Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР*, Тезисы докладов школы-семинара, с. 95–98, СВКНИИ ДВО АН СССР, Магадан, 1990.
- Кебезинкас К. Б., Дагис Л. А., Зоркина Л. С., Прусевич Н. А., Химизм метавулканитов офиолитовых комплексов как индикатор палеотектонических обстановок, *Геол. геофиз.*, (2), 11–25, 1984.
- Лившиц И. Л., Два этапа регионального метаморфизма пород северной части полуострова Тайгонос, *Доклады АН СССР*, 201, (6), 1972.
- Некрасов Г. Е., *Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки*, 160 с., Наука, Москва, 1976.
- Парфенов Л. М., *Континентальные окраины и островные дуги мезозойид Северо-Востока Азии*, 192 с., Наука, Новосибирск, 1984.
- Плюснина Л. П., *Экспериментальные исследования метаморфизма базитов*, 159 с., Наука, Москва, 1983.
- Силантьев С. А., *Метаморфизм в современных океанических бассейнах*, *Петрология*, (1), 24–36, 1995.
- Силантьев С. А., Баранов Б. В., Колесов Г. М., Геохимия и петрология амфиболитов хребта Ширшова (Берингово море), *Геохимия*, (12), 1694–1705, 1985.
- Соколов С. Д., *Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса*, 182 с., Наука, Москва, 1992.
- Соколов С. Д., Общие закономерности развития активных окраин Тихого океана в мезозое и кайнозое, *Доклады РАН*, 336, (2), 234–237, 1994.
- Соколов С. Д., Бондаренко Г. Е., Морозов О. Л., Григорьев В. Н., Зона перехода Азиатский континент – северо-западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время, *Теоретические и региональные проблемы геодинамики*, Труды ГИН РАН, Вып. 515, 1999, (в печати).
- Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана*, Ред. Марков М. С., Пушаровский Ю. М., Тильман С. М., Федоровский В. С., Шило Н. А., 285 с., Наука, Москва, 1980.

- Тильман С. М., *Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца*, 326 с., Наука, Новосибирск, 1973.
- Филатова Н. И., *Периокеанические вулканогенные пояса*, 264 с., Недра, Москва, 1988.
- Briqueu L., Bougault H., and Joron J. L., Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 297–308, 1984.
- Gill J. B., *Orogenic andesites and plate tectonics*, 120 p., Berlin–Heidelberg–New York, Springer, 1981.
- Harbert W., Krylov K., Grigoriev V., Heiphets A., and Layer P., Paleomagnetism and tectonics of the Koryak superterrane, Kuyoul region, Northeastern Russia: implications for development and evolution of the northwestern Pacific basin, 6-th Zonenshain Confer. on plate tectonics, p. 175, Abstr., Moscow, Russia, 1998.
- Jakes P., and Gill J., Rare earth elements and the island arc tholeiitic series, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9, 17–28, 1970.
- Miller E., Klemperer S., and Grantz A., Deep crustal seismic data from the Bering-Chukchi shelf region: implications for the crustal structure and tectonics of the Arctic Alaska-Chukotka plate, III Intern. Confer. on Arctic margins (ICAM-III), p. 125–126, 12–16 October, Abstr., Celle, Germany, 1998.
- Miyashiro A., Volcanic rock series in island arcs and active continental margins, *Am. J. Sci.*, 274, (4), 321–355, 1974.
- Pearce J. A., and Norry M. J., Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33–47, 1979.
- Rogers N. W., Hawkesworth C. J., Parker R. J., and Marsh J. C., The geochemistry of potassic lavas from Vulsini, Central Italy, and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90, (2/3), 244–257, 1985.
- Saunders A. D., and Tarney J., The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 555–572, 1979.
- Shervais J. W., Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, (1), 101–118, 1982.

(Поступила в редакцию 12 января 2000.)