

## 1.5. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА ПИЙПА

В пределах акваторий Камчатско-Командорского региона известен лишь один подводный вулканический центр с признаками современной активности. Это подводный вулкан Пийпа, расположенный в южной части Командорской котловины примерно в 70 км к СВ от о. Беринга. Изучение этого вулкана и его окрестностей проводилось в нескольких морских экспедициях Института вулканологии и Института океанологии РАН. В работе (*Селиверстов, 1998*) результатам этих исследований посвящена отдельная глава. Поэтому здесь мы ограничимся лишь кратким изложением основных результатов изучения геологического строения и современной активности этого вулкана.

### 1.5.1. Краткий исторический обзор проведенных исследований

Первые сведения об отличительных глубинах (менее 2300 м) и аномальных геофизических характеристиках дна в районе вулкана Пийпа были получены летом 1981 г. в 12 рейсе НИС «Вулканолог» (*Селиверстов, 1983*). Эти сведения были недостаточны для однозначных заключений о наличии в тылу Командорского блока молодого вулканического сооружения, но послужили основанием для проведения здесь детальных геолого-геофизических исследований, которые были начаты в 1984 г. в 21 рейсе НИС «Вулканолог». В этом рейсе аномальная зона к СВ от Командорских о-вов была изучена геофизическими методами по ортогональной системе галсов, после чего были отработаны 2 станции драгирования. В результате проведенных исследований был обнаружен подводный вулкан, названный вулканом Пийпа, и получены сведения о его структурном обрамлении (*Селиверстов и др., 1985; 1986*).

Летом 1986 г. в 26 рейсе НИС «Вулканолог» геолого-геофизические исследования на вулкане Пийпа и в его окрестностях были продолжены. Были изучены рельеф и состав пород привершинной части вулкана (до глубин 1000 м), а также установлена тесная структурно-генетическая связь как самого вулкана, так и включающего этот вулкан вулканического массива (массива Вулканологов), с крупной структурой растяжения - грабеном Командор. В этом же рейсе были обнаружены признаки современной гидротермальной активности: акустическая аномалия над Северной вершиной вулкана и включения гидротермальных минералов в породах его Южной вершины (*Богданова и др., 1989; Селиверстов и др., 1988; Romick et al., 1990*). В окрестностях вулкана были изучены характеристики теплового потока и установлена связь аномально высоких значений теплового потока с зонами развития структур растяжения в южной части Командорской котловины (*Муравьев и др., 1990; Селиверстов и др., 1989б*).

Изучение признаков гидротермальной активности в привершинной части вулкана было продолжено в 28 рейсе НИС «Вулканолог» (1987 г.). Было показано, что акустическая аномалия над Северной вершиной вулкана обусловлена всплывающими пузырьками газа, а придонные пробы воды в районе этой аномалии отличаются повышенными содержаниями метана, сероводорода, марганца и пониженными значениями окислительно-восстановительного потенциала (*Селиверстов и др., 1989а*). Кроме того, анализ прослоев пеплов из колонок грунта, поднятых в окрестностях вулкана, позволил высказать предположение о том, что последние эксплозивные извержения этого вулкана происходили не более нескольких сот лет назад.

Значительное внимание изучению вулкана Пийпа и его окрестностей уделялось и в трех последующих рейсах НИС «Вулканолог»: рейсы 32 (1988г.), 35 (1989г.) и 39 (1991г.). В этих рейсах были существенно дополнены сведения об особенностях строения вершин вулкана, проведено геологическое опробование и изучен состав пород, слагающих массив Вулканологов и крылья грабена Командор до глубин 2500 м (*Волынец и др., 1992; Yagodzinski et al., 1994*), изучены геофизические характеристики прилегающих участков дна Командорской котловины, в частности, выявлена система линейных магнитных аномалий с признаками упорядоченной симметрии относительно предполагаемых центров задугового спрединга (*Валяшко и др., 1993; Селиверстов и др., 1989б*), а также оконтурена зона аномально высоких значений теплового потока в западной части котловины (*Селиверстов и др., 1995а; Varanov et al., 1991*). В этих рейсах предпринимались также попытки дальнейшего изучения признаков современной гидротермальной активности вулкана Пийпа, однако несовершенства применяемых технических средств и методик не позволили получить существенно новых результатов в этом направлении.

Принципиально новые данные о гидротермальных проявлениях подводного вулкана Пийпа и геологическом строении массива Вулканологов были получены при проведении исследований с применением глубоководных обитаемых аппаратов «Мир» (*Волынец и др., 1992; Сагалевич и др., 1992; Торохов, 1992а,б; Торохов и др., 1991; Taran et al., 1992; Torokhov and Taran, 1994; Yagodzinski et al., 1994*). Эти исследования были проведены в 22 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» летом 1990 г. В окрестностях вулкана было выполнено 5 погружений ГОА «Мир». Одно из них выполнено экипажем в составе А.М. Сагалевич, В.В. Матвеевков и А.Ю. Саидов на западном крыле грабена Командор, где был изучен геологический разрез в интервале глубин 4300-3200м. Четыре погружения были выполнены в привершинной части вулкана экипажами в составе А.М. Сагалевич, С.В. Галкин, Л.И. Москалев, П.В. Торохов, Л.Н. Шашков, Д.В. Васильев, Д.А. Громенко и А.Ю. Саидов.

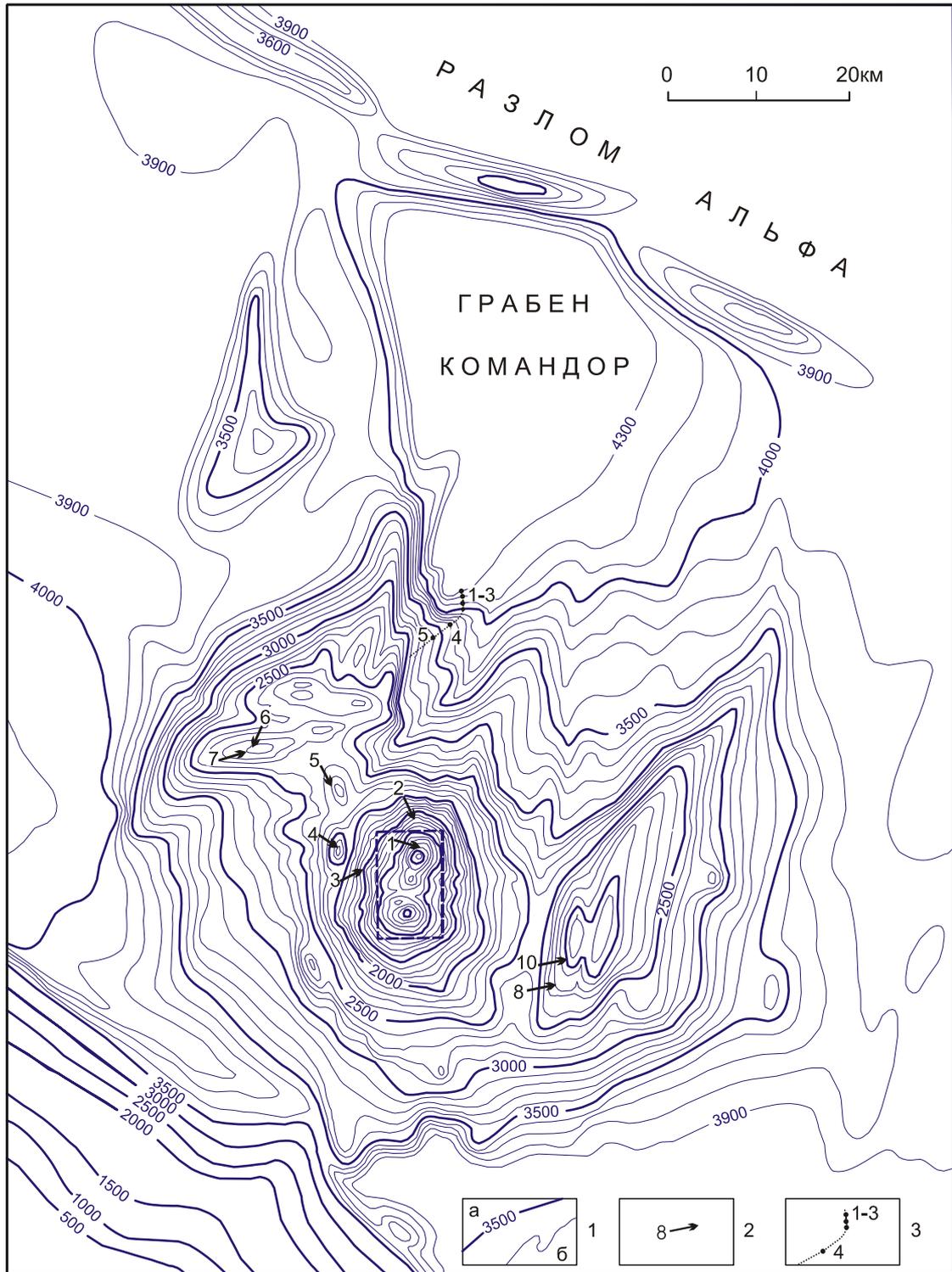
Результаты этих исследований подтвердили предположение о современной гидротермальной активности вулкана. На его вершинах были обнаружены и изучены различные виды термопроявлений, сопутствующих минеральных образований и биологических сообществ. Выполненные при этом наблюдения существенно дополнили данные батиметрии и геологического опробования и позволили получить более полные представления о строении вулкана.

В августе 2004 г. в рамках российско-американского проекта «Русалка» были проведены исследования в Беринговом и Чукотском морях на НИС «Профессор Хромов». Одним из объектов исследований был подводный вулкан Пийпа, где проведены гидроакустические и гидролокационные исследования, а также выполнено геологическое опробование (5 драгирований, 4 пробы грунтовой трубкой и 3 дночерпателем) и проведены ртутно-метрические исследования. К основным результатам этих исследований можно отнести лишь обнаружение повышенных концентраций ртути (в воде и в воздухе) над вулканом.

Перечисленными исследованиями исчерпывается к настоящему времени изученность вулкана Пийпа и его обрамления.

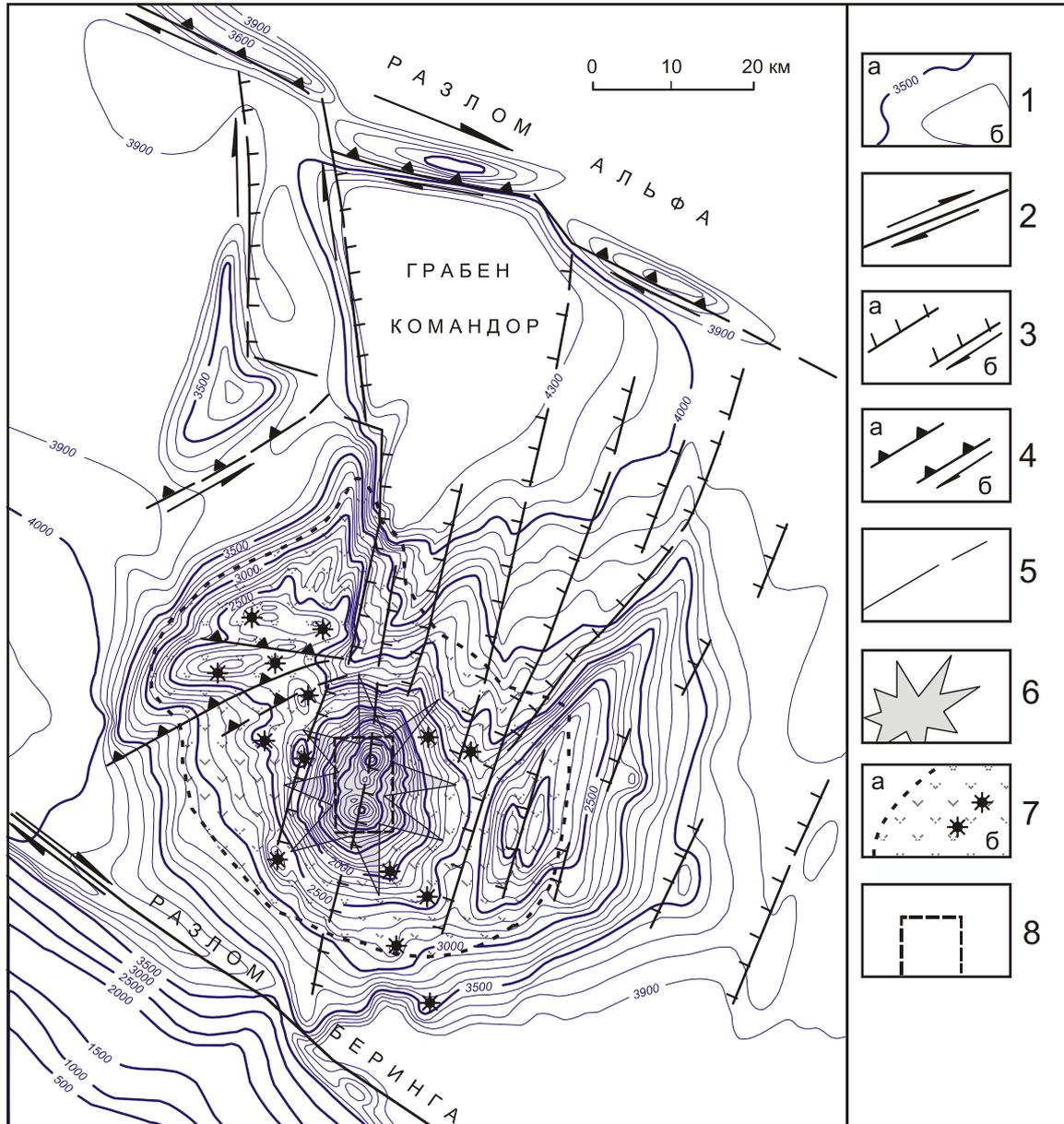
### 1.5.2. Основные черты геологического строения подводного вулкана Пийпа и его обрамления

**Массив Вулканологов и грабен Командор.** Зона проявлений современного подводного вулканизма южной части Командорской котловины (подводный вулкан Пийпа) генетически тесно связана с крупной вулкано-тектонической структурой, включающей грабен Командор и массив Вулканологов, и является ее составной частью (*Селиверстов и др., 1988*).



**Рис. 1.34.** Батиметрическая карта и геологическая изученность на район массива Вулканологов и грабена Командор. Положение района см. на рис. 1.6.

- 1 - изобаты (м): основные (а) и дополнительные (б);
  - 2 - станции драгирования 35-го рейса НИС «Вулканолог»;
  - 3 - маршрут и точки отбора геологических образцов в погружении ГОА «Мир» (22-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»).
- Штриховая рамка - граница района, представленного на рис. 1.36 (привершинная часть подводного вулкана Пийпа).



**Рис. 1.35.** Морфоструктурная схема на район массива Вулканологов и грабена Командор.  
Положение района см. на рис. 1.6.

- 1 - изобаты (м): основные (а) и дополнительные (б);
- 2 - 5 - разрывные нарушения: 2 - сдвиги, 3 - сбросы (а) и сбросо-сдвиги (б),
- 4 - взбросы (а) и взбросо-сдвиги (б), 5 - неклассифицированные;
- 6 - подводный вулкан Пийпа;
- 7 - граница массива Вулканологов (а) и крупные положительные формы его мезорельефа (б);
- 8 - граница района, представленного на рис. 1.36.

На рис.1.34 представлена батиметрическая карта на район массива Вулканологов и грабена Командор, обобщившая все имеющиеся к настоящему времени данные эхолотного промера по этому району. На карту нанесена геологическая изученность для глубин более 1 км. На рис.1.35 представлена морфоструктурная схема рассматриваемого района, оставленная по данным батиметрии и сейсмического профилирования с учетом результатов геологического опробования. Выделение и классификация разрывных нарушений, показанных на этой схеме, проводились по морфологическим и структурным признакам с использованием парагенетического метода структурного анализа дизъюнктивных нарушений (*Расцветаев, 1987*).

Анализ полученных данных дает основания полагать, что рассматриваемая вулканотектоническая структура, включающая массив Вулканологов и грабен Командор, сформирована, в основном, новейшими тектоническими движениями при подчиненном участии вулканизма. В рельефе дна и структуре осадков здесь достаточно отчетливо расшифровывается система субмеридиональных сбросов, контролирующих опускание блоков центральной части грабена Командор и воздымание его крыльев.

Грабен асимметричен. Система сбросов его западного крыла выражена более ярко, чем восточного. Расположение вулканических построек и экстрезивных куполов контролируется, в основном, этой системой сбросов. Западное крыло грабена осложнено субширотными структурами, обусловленными, вероятнее всего, взбросами или надвигами с левосторонней сдвиговой составляющей и падением сместителей в северном направлении. Приподнятые по сбросам и надвигам кромки тектонических блоков и чешуй западного крыла достигают отметок глубин менее 2200 м, образуя возвышенности со сложным мезорельефом, обусловленным тектонической раздробленностью и, по-видимому, экстрезивными образованиями.

Восточное крыло грабена отличается от западного. Северная часть этого крыла практически не выражена в рельефе дна и прослеживается лишь в рельефе фундамента и структуре осадков в виде нескольких уступов, амплитудой первые сотни метров. Простираение сбросов здесь отличается от субмеридионального и приближается к северо-северо-восточному, что приводит к сужению грабена в южном направлении. В этом же направлении наблюдается резкое воздымание восточного крыла и увеличение амплитуды сбросов. Приподнятые кромки сбросовых уступов к востоку от вулкана Пийпа поднимаются до глубин менее 1800 м. Амплитуда сбросовых уступов здесь достигает нескольких сот метров, а крутизна, по-видимому, часто приближается к вертикальной. Восточное крыло отличается от западного более простыми формами мезорельефа, что обусловлено, по-видимому, его меньшей тектонической раздробленностью и меньшим распространением экстрезивий. Структуры субширотных простираций в пределах восточного крыла не установлены, что связано, по-видимому, с отсутствием здесь крупных взбросов и надвигов.

Вулканический массив - массив Вулканологов - приурочен к южной части грабена. Массив был выделен по геофизическим данным (*Селиверстов и др., 1986*). Его граница была определена по выходам к поверхности дна пород акустического фундамента, лишенных покрова современных осадков различной мощности. Дальнейшие исследования показали, что массив имеет весьма сложное, гетерогенное строение. В его пределах обнажаются не только вулканические породы различного состава и возраста, но и литифицированные осадки, выведенные на поверхность дна тектоническими движениями. В центральной части массива находится субмеридиональная цепочка сросшихся в основании вулканических построек - вулкан Пийпа, сложенных молодыми кислыми эффузивами. У основания вулкана, а также в пределах западного крыла грабена выделены многочисленные положительные формы рельефа, высотой от нескольких десятков до первых сотен метров. Наиболее крупные из них указаны на рис.1.35. У основания вулкана эти формы рельефа соответствуют, вероятнее всего, экстрезивным куполам. Два таких купола были драгированы в 35 рейсе НИС «Вулканолог» (ст.4 и 5, рис.1.34). Один из них (ст.4) сложен плотными дацитами, содержащими ксенолиты андезито-базальтов и андезитов, второй - (ст.5) - плотными магнезиальными андезитами. Подробное петрохимическое и минералогическое описание пород по этим и другим отработанным здесь станциям содержится в статье (*Вольнец и др., 1992*) и в данной работе не приводятся.

Большинство положительных форм рельефа, осложняющих западное крыло грабена, характеризуются, как правило, асимметричными поперечными профилями и линейностью, что свидетельствует об их тектонической природе. При драгировании этих структур были подняты слабо-пористые нормально магнезиальные андезиты (ст.6 и 7, рис.1.34), в том числе (на ст.7) - в рубашке литифицированных алевропелитов. Здесь же были подняты обломки таких же алевропелитов. Их возраст по данным диатомового анализа, проведенного Е.Г. Лупкиной и Л.М.

Долматовой, соответствует верхнему миоцену - нижнему плиоцену. С приподнятых кромок восточного крыла грабена были драгированы умеренно-пористые андезиты (ст.8, рис.1.34), а также плотные андезиты и андезито-базальты (ст.10).

Наиболее полные сведения о геологическом строении западного крыла грабена Командор были получены при погружении ГОА «Мир» (*Вольнец и др., 1992*). Маршрут, общей протяженностью у дна около 5 км, был начат на глубине более 4300 м в направлении на юг, затем - на юго-запад и закончен на глубине около 3200 м. У основания сбросовых уступов западного крыла (точка 1, рис.1.34) на глубине 4240 м был поднят обломок подушечной лавы, представленный оливиновым титанистым базальтом, сходным по химическому и минеральному составу с толеитовыми субщелочными базальтами срединно-океанических хребтов и окраинных морей. От залегающих выше вулканических пород этот базальт отличается не только составом, но и степенью вторичных изменений, и соответствует, по-видимому, наиболее древним изученным породам, слагающих фундамент южного сектора Командорской котловины.

Гипсометрически выше, в интервале глубин 3800-4200 м, в сбросовых уступах обнажаются пиллоу-лавы и лавы с канатными поверхностями. На глубине около 4000 м (точки 2 и 3 на рис.1.34) здесь были отобраны образцы глиноземистых базальтов, которые, как и все залегающие выше вулканы, соответствуют островодужным образованиям, хотя по ряду геохимических особенностей они отличаются от обычных островодужных лав (*Вольнец и др., 1992; Yagodzinski et al., 1994*).

На пиллоу-лавах и лавых с канатными поверхностями залегают осадочные породы. Выходы этих пород наблюдались с борта ГОА «Мир» в интервале глубин 3700-3800 м, т.е. их видимая мощность с учетом пологого залегания составляет около 100 м. Попытки отбора образцов здесь оказались неудачными. Судя по внешнему облику и положению в разрезе, эти породы соответствуют, по-видимому, упоминавшимся выше литифицированным верхнемиоценово-нижнеплиоценовым диатомовым алевропелитам, которые были драгированы с приподнятой кромки западного крыла (ст.7, рис.1.34). Гипсометрически выше осадочных пород, в диапазоне глубин 3700-3500 м, обнажаются выходы тонкоплитчатых лав. В точке 4 (рис.1.34) на глубине 3650 м здесь был взят образец магнезиального андезита. И, наконец, верхняя часть изученного разреза представлена крупноглыбовыми потоками лав. Отобранный здесь образец (т.5, рис.1.34) представлен андезито-дацитом, близким по составу к лавам вулкана Пийпа.

В пределах западного крыла грабена с борта ГОА «Мир» наблюдались геоморфологические признаки современной тектонической активности. Так на глубине около 3500 м аппарат пересек зияющую трещину субмеридионального простирания, являющуюся, вероятнее всего, раздвигом. Отмечены также вертикальные тектонические уступы. Высота одного из них превышала 100 м. Учитывая, что протяженность маршрута в этом погружении составляла всего около 5 км, можно полагать, что подобные морфологические признаки новейших и современных тектонических движений в пределах грабена Командор и массива Вулканологов - явление весьма распространенное.

Можно констатировать, что в уступах крыльев грабена Командор и в пределах массива Вулканологов обнажаются различные по составу и возрасту вулканические и осадочные породы. По петролого-геохимическим особенностям, минеральному составу и положению в разрезе здесь можно выделить 3 комплекса вулканических пород (*Вольнец и др., 1992*).

1. Нижний комплекс. Оливиновые титанистые базальты.

2. Средний стратифицированный комплекс. В нем можно выделить две части, которые в пределах западного крыла грабена разделены комплексом осадочных пород. Нижняя часть среднего комплекса - глиноземистые базальты. Верхняя часть - андезито-базальты, умеренно магнезиальные и высоко магнезиальные андезиты, обнажающиеся в сбросовых уступах крыльев грабена.

3. Верхний дифференцированный комплекс. Кислые андезиты, андезито-дациты и дациты вулкана Пийпа, магнезиальные и умеренно магнезиальные андезиты экструзивных образований у подножия вулкана и андезито-дациты крупноглыбовых потоков западного крыла грабена.

В настоящее время считают (*Цветков, 1990*), что островодужный магматизм в пределах западного сектора Алеутской дуги проявлялся во времени крайне неравномерно. Ранний, эоцен-олигоценый его этап продолжался около 10 млн. лет и затем внезапно прекратился. В верхнем олигоцене - нижнем миоцене островодужный магматизм, как считают, здесь отсутствовал и магматические проявления этого этапа, в частности - трахидолериты и тешениты Командорских о-вов, связывают с магматизмом, сходным по типу с магматизмом «горячих то-

чек». Начиная со среднего миоцена, островодужный магматизм в западном секторе Алеутской дуги возобновился, и был прерван в очередной раз на границе верхнего миоцена и нижнего плиоцена. С учетом полученных данных можно полагать, что островодужный магматизм этого этапа продолжается до настоящего времени. По-видимому, в плиоцен-четвертичное время он не прерывался, и лишь был локализован в тыловой зоне дуги и отличался меньшей интенсивностью. Из упомянутых выше изверженных пород массива Вулканологов и грабена Командор, по-видимому, все островодужные вулканы, от глиноземистых базальтов до современных дацитов вулкана Пийпа, связаны с единым, миоцен-четвертичным этапом островодужного магматизма, имевшего непродолжительный перерыв в верхнемиоцен-нижнеплиоценовое время.

Необходимо подчеркнуть, что данные об абсолютном возрасте выделенных комплексов пород отсутствуют, а сами комплексы выделены на основании анализа крайне небольшого объема фактического материала, представительность которого нуждается в подтверждении. Поэтому в настоящее время нет достаточных оснований для более определенных выводов и окончательных заключений о корреляции этих комплексов с датированными сериями магматических пород Алеутской островной дуги и Командорской котловины. Все же, в порядке предположения, следует указать, на один из возможных вариантов такой корреляции, который представляется вероятнее других.

Если считать предположение о верхнемиоцен-нижнеплиоценовом возрасте упоминавшегося выше прослая литифицированных осадков в составе среднего комплекса пород верным, то, с учетом этого «возрастного репера», можно полагать, что подстилающие его глиноземистые базальты и залегающие выше породы верхней части среднего комплекса также имеют верхнемиоцен-плиоценовый возраст. Возрастными аналогами средней серии пород в этом случае являются, вероятнее всего, магнезиальные андезиты с калий-аргоновым возрастом 8.8 млн. лет, драгированные на северо-западном окончании Командорского блока (*Scholl et al., 1976*), а также вулканы формации Масакр-Бей на островах Атту и Агатту с калий-аргоновыми датировками от 5.9 до 8.3 млн. лет (*De Long and Dowel, 1975; Scholl et al., 1976*) и породы диорит-гранитоидной формации о. Медный с калий-аргоновым возрастом от 8.5 до 12.5 млн. лет (*Цветков, 1990; Шмидт, 1978*). Близкие значения возраста - 9.3 млн. лет имеют базальты, вскрытые скважиной 191 (*Rubenstein, 1985; Scholl et al., 1983*). Однако эти базальты - «неостроводужные» образования. Они характеризуют вулканизм центральной части задугового бассейна. Их возрастные аналоги находятся, вероятно, среди глиноземистых базальтов нижней части среднего комплекса.

Кислые вулканические породы верхнего комплекса, вероятнее всего, являются, в основном, четвертичными или верхнеплиоцен-четвертичными образованиями. Их возрастные аналоги в пределах Командорских островов и островов Ближние неизвестны. Это обстоятельство связано, по-видимому, с затуханием в западном секторе Алеутской дуги островодужного магматизма в плиоцен-четвертичное время, его локализацией в тыловой части дуги и развитием до стадии вулканизма лишь в тектонически наиболее благоприятных условиях - в пределах крупных структур растяжения, таких как грабен Командор.

Наиболее древние из поднятых пород - оливиновые титанистые базальты, составляющие нижний комплекс вулканических пород, в отличие от вышележащих комплексов не являются островодужными. По составу они относятся к толеитовым субщелочным базальтам, как и базальты скв.191, однако их сопоставление вряд ли правомерно ввиду принадлежности к различным структурно-фациальным зонам. По-видимому, базальты нижнего комплекса образованы до начала в западном секторе Алеутской дуги последнего этапа островодужного магматизма, т.е. относятся к верхнеолигоцен-нижнемиоценовому этапу развития дуги. С магматизмом этого этапа, кроме упоминавшихся уже пород трахидолерит-тешенитовой формации Командорских о-вов, связаны, по-видимому, и верхнеолигоценовые габброиды «основания» о-вов Ближние, которые, как считают (*Цветков, 1990*), являются породами задугового бассейна Бауэрс, обдуцированными до начала последнего этапа островодужного магматизма. Не исключено, что в отсутствии источников островодужных магм в верхнем олигоцене - нижнем миоцене, магматизм тыловой зоны западного участка Алеутской дуги был связан исключительно с развитием единого задугового бассейна южной части Командорской котловины и котловины Бауэрс. Как отмечалось в разделе 1.3.3, обдуцированные чешуи коры задугового бассейна предполагаются также по геофизическим данным для северо-западного окончания Командорского блока. Наличие здесь магнезиальных андезитов с возрастом 8.8 млн. лет (*Scholl et al., 1976*) соответствует этим представлениям.

Можно полагать, что северо-западное окончание Командорского блока и грабен Командор являются весьма привлекательными районами для изучения истории магматизма южной части Командорской котловины, т.к. здесь выведены тектоническими движениями к поверхности дна и могут обнажаться наиболее полные разрезы магматических пород этой структурной зоны.

**Подводный вулкан Пийпа** слагает центральную часть массива Вулканологов (рис.1.35). Эффузивные породы этого вулкана заполняют южную часть грабена Командор и возвышаются над его крыльями почти на 2 км. В качестве отдельной морфоструктуры вулкан выделяется по изобате 2250 м, однако его южный и северный склоны прослеживаются до глубин более 3500 м. Наиболее детально изучена привершинная часть вулкана, выше изобаты 1000 м. Здесь на участке размером 3х7 км выполнено более 20 станций драгирования и 4 маршрута ГОА «Мир». Среднее межгалсовое расстояние промерных профилей здесь составляет 150 м, а в окрестностях минимальных отметок вулкана достигает 30-40 м.

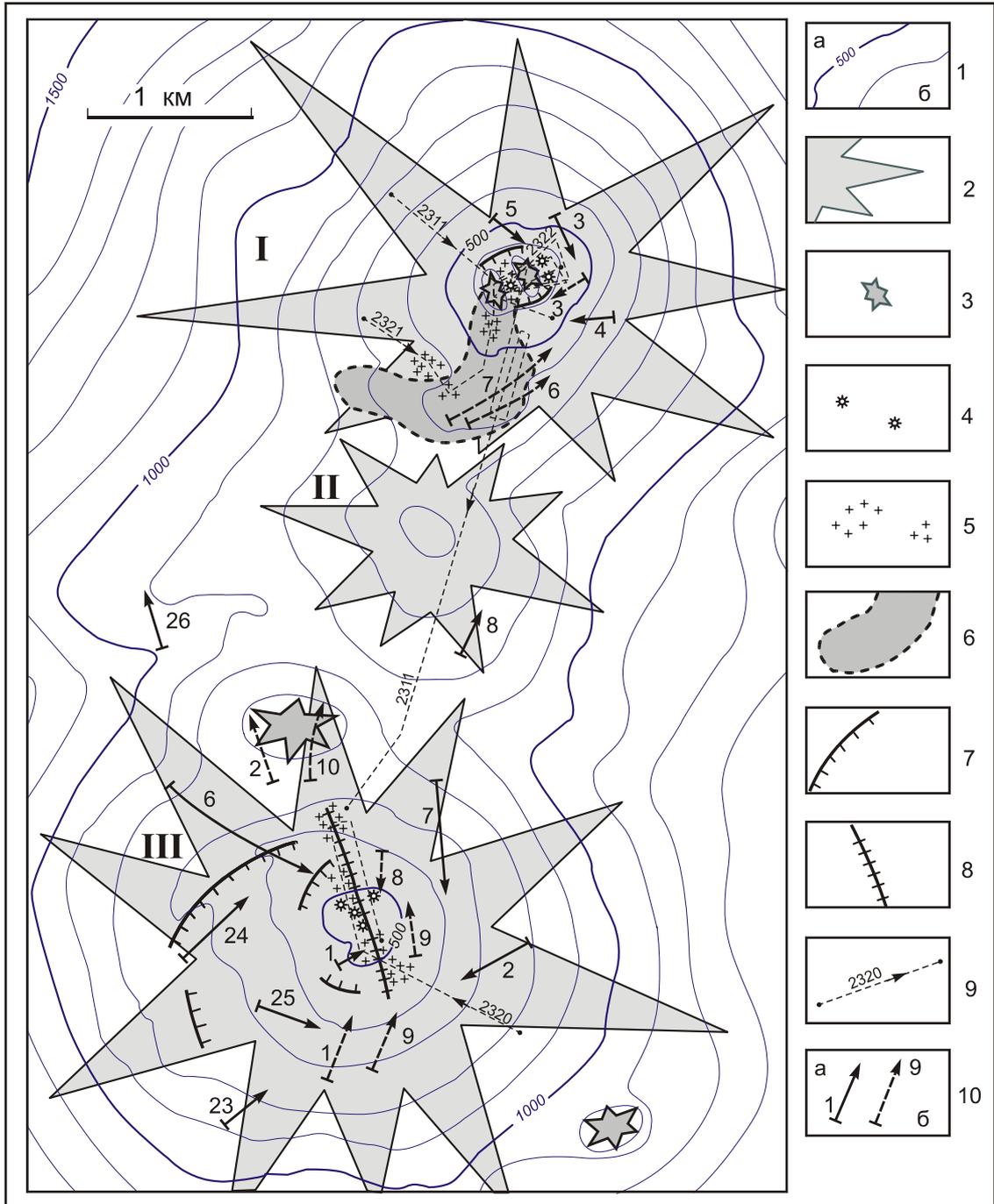
Морфоструктурная схема привершинной части вулкана Пийпа приведена на рис.1.36. Вулкан Пийпа состоит из трех сросшихся построек, расположенных в виде субмеридиональной цепочки по азимуту 12°. Обособлены лишь вершины построек: Северная, Центральная и Южная. Южная вершина обособлена от других вершин по изобате 815 м, а Северная от Центральной - по изобате 670 м. Северная вершина сложена плотными андезито-дацитами и дацитами, а Южная и Центральная - дацитовыми пемзами (*Селиверстов и др., 1988*).

Все поднятые здесь изверженные породы относятся к известково-щелочной серии (*Селиверстов и др., 1986*) и соответствуют среднему составу андезито-дацитов и дацитов островных дуг (*Jakes, White, 1972*), в частности - дацитам восточной части Алеутской дуги (*Ewart, Le Maitre, 1980; Goats, 1952*).

Отметим некоторые особенности морфологии и геологического строения вершин вулкана, выявленные по результатам детальных батиметрических построений и драгирований, а также анализа фотографий, видеозаписей и отчетов участников погружений на ГОА «Мир» (*Сагалевич и др., 1992*).

Северная вершина вулкана увенчана двумя дацитовыми куполами - Западным и Восточным. Верхние кромки этих куполов соответствуют минимальным отметкам Северной вершины и лежат на прямой с азимутом 70° на расстоянии около 200 м друг от друга (рис.1.36). Купола объединены изобатой 400 м. По эхолотным данным минимальная отметка Западного купола - 355 м, Восточного - 375 м. Купола сложены массивными дацитами и разбиты трещинами отдельности на крупные блоки размером до первых метров, создающие впечатление «гигантской кирпичной кладки». Купола асимметричны. Их внешние склоны сравнительно пологи, а внутренние обрываются крутыми уступами к центру вершины. Купола приурочены, вероятно, к периферийным участкам кратера диаметром около 250 м, заполненного в настоящее время застывшей лавой и дешифрируемому лишь по небольшим уступам, обращенным к центру вершины. От западного купола в южном направлении прослеживается крупноглыбовый поток лав. Этот поток достигает северного склона Центральной вершины и далее следует в западном направлении, частично заполняя ложбину между Северной и Центральной вершинами. Судя по выраженности в рельефе, соотношению с подстилающими породами и отсутствию осадков, этот поток соответствовал одному из последних извержений, которое завершилось формированием Западного купола.

Восточный купол, в отличие от Западного, покрыт тонким налетом гидротермальных отложений. От этого купола в восточном направлении прослеживается гряда, соответствующая крупноглыбовому потоку лав. Потоки лав, напоминающие крупноглыбовые осыпи, обнажаются и на западном склоне вершины, но, в отличие от южного склона, породы здесь, как правило, зачехлены тонким покровом осадков. Фронтальным частям лавовых потоков соответствуют крутые уступы высотой от нескольких до первых десятков метров, которые отчетливо фиксируются на эхолотных записях. В пределах вершины наряду с трещинами отдельности развиты также трещины иного происхождения. Эти трещины прослеживаются по линейным границам бактериальных матов и, как правило, имеют субмеридиональные простирания.



**Рис. 1.36.** Морфоструктурная схема привершинной части подводного вулкана Пийпа.

1 - изобаты (м): основные (а) и дополнительные (б); 2 - вершины вулкана Пийпа: I - Северная, II - Центральная, III - Южная; 3 - экструзивные купола; 4 - места развития гидротермальных построек; 5 - места развития бактериальных матов; 6 - граница крупноглыбового потока дацитовых лав одного из последних извержений; 7 - кольцевые уступы, обусловленные проседаниями вершин; 8 - трещина на Южной вершине; 9 - маршруты ГОА «Мир» (Сагалевич и др., 1992); 10 - станции драгирования 26-го (а) и 39-го (б) рейсов НИС «Вулканолог». Положение района см. на рис. 1.34 и 1.35.

Центральная вершина расположена на расстоянии 1.7 км по азимуту  $195^{\circ}$  от Северной. Ее минимальная отметка - 590 м. Южный и западный склоны вершины, судя по драгирам, сложены пемзами. Внешний облик и характер залегания пород, наблюдавшихся по маршруту 2311 ГОА «Мир», свидетельствуют о том, что Центральная вершина и на других участках сложена пемзами, перекрытыми тонким чехлом осадков.

В районе минимальных отметок вершина имеет округлые очертания и пологие склоны. Здесь не отмечено морфологических признаков, указывающих на существование кратера или кальдеры. По-видимому, развитие Центральной вершины завершилось формированием крупного экструзивного купола.

Южная вершина расположена в 4 км по азимуту  $192^{\circ}$  от Северной. Минимальная отметка этой вершины, зафиксированная эхолотом, составляет 460 м. Однако, по данным наблюдений с ГОА «Мир», Южная вершина увенчана гидротермальным холмом высотой около 10 м с минимальной отметкой 447 м (*Сагалевиц и др., 1992*). Южный и западный склоны вершины осложнены крутыми уступами высотой до нескольких десятков метров, обращенными к ее центру. Эти уступы обусловлены, вероятнее всего, кальдерообразующими движениями (проседаниями) в привершинной части или соответствуют фрагментам старого кратера. По данным наблюдений с ГОА «Мир», в пределах Южной вершины широко распространены зияющие трещины шириной до первых долей метра (*Сагалевиц и др., 1992*). Наиболее протяженные из них ориентированы субмеридионально, по азимуту  $340^{\circ}$ . Положение одной из таких трещин, обследованной в маршруте 2320 ГОА «Мир», показано на рис.1.36. Эта трещина прослеживается в виде отдельных, надстраивающих друг друга фрагментов, на расстоянии более 1 км. Наличие таких трещин свидетельствует об обстановке растяжения в пределах вершины. Субмеридиональная ориентация новейших и современных структур растяжения, как было показано выше, - одна из характерных черт рассматриваемого района. Кроме зияющих трещин в пределах Южной вершины широко распространены трещины под слоем осадков, трассируемые на поверхности дна узкими линейными зонами развития бактериальных матов. Преобладающие простирания наиболее крупных из этих трещин - субмеридиональные.

В 26 рейсе НИС «Вулканолог» (1986 г) в пределах привершинной части вулкана Пийпа (до глубин меньше 1 км) было выполнено 13 станций драгирования (*Селиверстов и др., 1988*). Из них 3 станции (3, 4 и 5) выполнены в пределах Северной вершины, 2 станции (8 и 26) - в пределах Центральной вершины и 8 станций (1, 2, 6, 7, 9, 23, 24 и 25) - на Южной вершине, причем 2 последние (24 и 25) выполнены непосредственно в кратерной зоне Южной вершины. В 39 рейсе НИС «Вулканолог» (1991 г) в привершинной части вулкана Пийпа было выполнено еще 8 результативных драгирований, из них 3 - на Северной и 5 - на Южной вершинах. Положение результативных станций 26 и 39 рейсов НИС «Вулканолог» показано на рис.1.36, где стрелками указаны интервалы и направления драгирований. В отличие от 21 рейса, в котором на вершине вулкана Пийпа было выполнено всего 2 станции драгирования (*Селиверстов и др., 1986*), в 26 и 39 рейсах НИС «Вулканолог» драгирования выполнялись после проведения детального промера, с учетом выявленных морфологических особенностей, а также с более точной географической привязкой, что позволило получить более полные представления о геологическом строении привершинной части вулкана и уточнить положение станций драгирования 21 рейса НИС «Вулканолог». Все же необходимо отметить, что в двух драгах 21 рейса был поднят практически весь комплекс коренных изверженных пород, слагающих привершинную часть вулкана.

В шести драгах, поднятых с Северной вершины, содержался исключительно однородный материал, представленный серыми и темно-серыми андезито-дацитами и дацитами в виде угловатых глыб размером до 60-70 см с хорошо видимой столбчатой отдельностью, и более мелких обломков. Драгами были подняты различные части лавовых потоков: пористые андезито-дациты и дациты шлакового облика и плотные массивные породы. Точно такие же породы содержались в одной из двух драг, поднятых в 21 рейсе НИС «Вулканолог» (*Селиверстов и др., 1986*). По внешнему облику породы, поднятые с Северной вершины, являются очень свежими. Все они порфиоровые, количество вкрапленников достигает 50%. Вкрапленники представлены плагиоклазом, роговой обманкой, ромбическим и моноклинным пироксеном. Процентные их соотношения для каждой разности пород колеблются с явным преобладанием (30-40%) плагиоклаза. В целом по минеральному и химическому составу поднятые с Северной вершины породы могут быть отнесены к андезито-дацитам и дацитам известково-щелочной серии, характерной для островных дуг (*Селиверстов и др., 1986*). Вместе с тем, некоторые особенности состава, такие как повышенная магнезиальность, низкое содержание редкоземельных элементов, характер распределения микроэлементов и особенности изотопного состава требуют для своего

объяснения привлечения моделей с задуговым источником, отличным от типично островодужного (Волынец и др., 1992; Цветков, 1990; Romick et al., 1990; Yagodinski et al., 1994).

Из практики драгирований морского дна хорошо известно, что среди образцов, поднятых драгой, может содержаться заметное количество эрратического материала, связанного с ледовым разносом. Соотношение коренного и эрратического материала в драге зависит от характера обнажения, района работ и техники проведения драгирований. Далеко не все драгирования на вулкане Пийпа, в том числе и на его Северной вершине, в этом смысле были одинаково удачны. В связи с этим представляется немаловажным тот факт, что при самом внимательном осмотре пород, поднятых во всех драгах на Северной вершине в 21, 26 и 39 рейсах НИС «Вулканолог», в них не удалось обнаружить ни одного образца эрратического материала. Для сравнения отметим, что при драгировании Центральной и Южной вершин содержание этого материала в зависимости от техники проведения работ составляло от 10 до 80% всего поднятого материала, несмотря на чрезвычайно свежий облик коренных пород. Из сказанного следует вывод о том, что Северная вершина является наиболее молодой, по-видимому, голоценовой вулканической постройкой.

Центральная и Южная вершины (по результатам 16 драгирований 21, 26 и 39 рейсов НИС «Вулканолог») сложены пемзами. Пемзы были подняты на всех отработанных здесь станциях. Они были представлены щебенкой, обломками и глыбами размером до 80 см и составляли от 20 до 80% поднятого в драгах материала. Поднятые пемзы светло-серые, пористые, состоят из пузыристого бесцветного стекла, в которое погружены кристаллы плагиоклаза, ромбического пироксена, роговой обманки и обломки пород. Пористость пемз достигает 70%, а размер пор составляет от нескольких миллиметров до 2-3 см. Для разновидностей плотных, слабопористых пемз характерен розоватый оттенок. На южном склоне Южной вершины (станция 23) в интервале глубин 980-840 м вместе с пемзами был поднят второй тип коренных пород - темные, стекловатые андезиты-дациты, которые составляли 20% всего материала драги и были представлены уплощенными фрагментами лавовых потоков (шлаковыми и пузыристыми), размерами 20-30 см. По минеральному составу они близки к андезитам-дацитам Северной вершины и отличаются от них лишь меньшим количеством вкрапленников и более стекловатой массой. Поднятые на станции 23 стекловатые андезиты-дациты дают основания предполагать, что пемзы слагают лишь верхнюю часть Южной вершины, а начиная с глубины порядка 1 км ее склоны сложены более плотными разностями. Необходимо отметить, что поднятые на Центральной и Южной вершинах (за исключением кратера последней) пемзы и стекловатые андезиты-дациты имеют очень свежий облик и характеризуются практически полным отсутствием каких-либо вторичных изменений. Лишь на отдельных образцах поднятых пемз наблюдается слабо различимое прокрашивание их поверхности оксидами железа и марганца.

Существенно иначе выглядят пемзы, поднятые непосредственно из кратера Южной вершины (станция 24 и 25). Пустоты этих пемз заполнены минеральным агрегатом грязно-зеленого цвета; этим же агрегатом пропитана и основная масса породы, в результате чего она приобрела серо-зеленый цвет. С поверхности образцы этих пемз покрыты тонкими (1-3 мм) корочками черного, бурого и охристого цвета. Корочки черного цвета, выполняющие пустоты, иногда имеют почковидное строение. С целью определения генезиса минералов, слагающих корки, было проведено изучение их состава. Эти исследования были проведены сотрудником ИО РАН О.Ю. Богдановой в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ РАН (Богданова и др., 1989). В результате было установлено, что зеленоватый минеральный агрегат, которым заполнены пустоты и пропитана основная масса драгированных из кратера пемз, представлен преимущественно железосодержащим слоистым силикатом нонтронитом. Желтовато-бурые (охристые) корки представляют собой железистую протофазу и состоят из смеси протоферроксигита и протоферригидрита, кроме того, в виде примеси присутствует гизингерит. Коричневые корки сложены преимущественно гизингеритом, который образовался, вероятно, в результате изменения ранее сформировавшихся железосодержащих силикатов с переходом их закисного железа в окисное. Здесь также присутствует кварц. Черные корочки в основном сложены марганцевыми минералами, причем наблюдаются микропочки, практически нацело выполненные 14 А бернесситом. В незначительном количестве в виде примесной фазы присутствует вернадит. По заключению О.Ю. Богдановой, подобный набор минералов образуется в условиях подводной гидротермальной деятельности. Так, например, по данным бурения в пределах гидротермального поля Холмистое, расположенного в 20-30 км к югу от Галапагосского центра спрединга, установлено, что отдельные холмики в пределах этого поля сложены пелагическими осадками, пропитанными и переслаивающимися с зеленым нонтронитовым материалом, а самый верхний слой состоит из тонких корок оксида марганца и железа (Schradler et al., 1980), при этом темпе-

ратуры, записанные зондами непосредственно в холмиках, составляли порядка  $25^{\circ}\text{C}$  (Williams et al., 1979). Аналогичную картину мы наблюдаем в поднятых из кратера Южной вершины пемзах, которые полностью пропитаны минеральным агрегатом нонтронита, а корочки, состоящие из оксидов железа и марганца, появляются лишь на поверхности пемз. Таким образом, интенсивная пропитка пемз в кратере Южной вершины гидротермальными минеральными агрегатами обусловлена, вероятнее всего, низкотемпературной гидротермальной циркуляцией в пределах этого кратера.

### 1.5.3. О признаках современной активности подводного вулкана Пийпа

**Акустическая аномалия.** Летом 1986 г. в 26 рейсе НИС «Вулканолог» при выполнении детального эхолотного промера над Северной вершиной вулкана Пийпа на самописцах эхолотов неоднократно фиксировалась помеха в виде вертикальной зоны, соответствующей «факелу» воды с аномальными акустическими свойствами. Подобные «факелы» иногда фиксируются над вершинами современных подводных вулканов, где они соответствуют, как правило, выходам подводных газогидротерм. Поэтому было высказано предположение, что наблюдаемый «факел» обусловлен современной газогидротермальной активностью в привершинной части вулкана (Селиверстов и др., 1988). Исследования, выполненные примерно через год в 28 рейсе НИС «Вулканолог» показали, что обнаруженное явление носит устойчивый характер. На рис.1.37 представлены записи помехи (Ф), полученные соответственно в августе 1986г. и августе 1987г. над Северной вершиной вулкана Пийпа. Записи получены на эхолоте WD-110 М (фирма Кајо-Денкі, Япония), работающим на частоте 12.5 кГц.

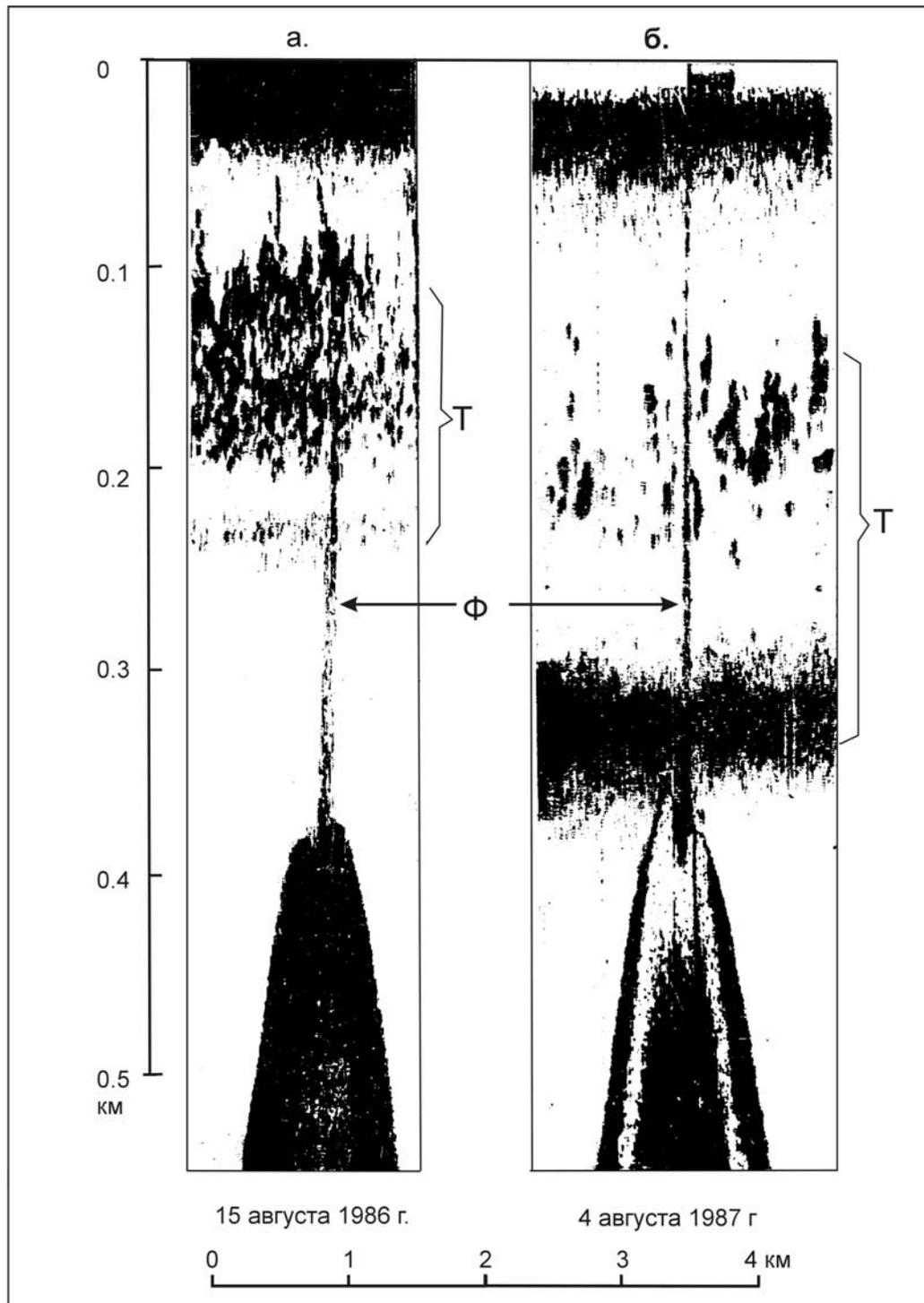
Приведенные на рис.1.37 записи получены при скорости судна около 5 узлов. Поэтому зона регистрации помехи прослеживается в виде узкой полосы, слишком узкой, чтобы возможно было судить о структуре «факела». Однако при этом в обоих случаях отмечается наклон факела (порядка  $60^{\circ}$  и  $80^{\circ}$  соответственно), свидетельствующий о том, что регистрируемая помеха связана с восходящим потоком, вертикальная скорость которого сопоставима со скоростью течения над вершиной вулкана. При работах в дрейфе судна, акустическая помеха проявляет наклонно-слоистую структуру. На основании этого было показано, что акустическая аномалия обусловлена газовыми пузырьками, всплывающими со скоростью около 20 см/сек (Селиверстов и др., 1987а; Селиверстов, 1998).

Акустическая аномалия над Северной вершиной вулкана - устойчивое явление. Она многократно фиксировалась в шести рейсах НИС «Вулканолог» ежегодно с 1986 по 1991г. Фиксировалось она и в 2004 году с борта НИС «Профессор Хромов». На ходу судна эта аномалия регистрируется эхолотными самописцами в виде узкого «факела», основание которого приурочено к кромке Восточного купола, а сам «факел» наклонен по направлению течения.

Над Южной вершиной вулкана подобная акустическая аномалия не обнаружена, хотя ее поиску было уделено значительное внимание.

**Гидрохимическое опробование.** В августе 1987г. в 28 рейсе НИС «Вулканолог» в районе Северной вершины подводного вулкана Пийпа были выполнены станции «прицельного» газогидрохимического опробования. Неоднократные попытки произвести отбор придонных вод непосредственно во время регистрации «факела» на самописце эхолота не увенчались полным успехом, хотя 2 станции в этом смысле оказались наиболее удачными: пробы взяты на расстоянии не более 50-100 м от основания «факела».

Морская вода, поднятая на ближайшей к «факелу» станции, имела запах сероводорода, что свидетельствовало о поступлении этого газа в придонные воды в точке опробования. Соответственно, замеренное через несколько минут значение окислительно-восстановительного потенциала в этой пробе показало, что Eh значительно (примерно в 6 раз) ниже, чем во всех других поднятых в районе исследований и проанализированных пробах воды. В дальнейшем оказалось, что эта проба по сравнению с фоновыми отличается аномально высокими содержаниями растворенного метана (в 40-60 раз) и марганца (в 10-12 раз). По этим же компонентам отличалась от фона и проба воды на другой станции, расположенной несколько дальше от «факела» (глубина 400 м), хотя значения Eh на этой станции не отличались от фона.



**Рис. 1.37.** Эхолотные записи, полученные в августе 1986 г. (а) и августе 1987 г. (б) над Северной вершиной подводного вулкана Пийпа с борта НИС «Вулканолог». Записи получены на ходу судна при скорости около 5 узлов.

Ф – «факел» воды с аномальными акустическими свойствами;  
 Т - зона звукорассеивающих горизонтов.

Проведенный анализ поднятых проб воды на металлы, находящиеся во взвеси и растворенном виде, не выявил сколько-нибудь значительных отклонений морских вод аномальной зоны от фона. Исключение составил только растворенный марганец. Это вполне объяснимо не только удаленностью точек отбора от выхода источника.

В соответствии с универсальной геохимической зональностью (Демина, 1976), отложение главных рудообразующих элементов из гидротермальных растворов зависит от расстояния до подводного источника (латеральная зональность), а также глубины его (вертикальная зональность). В этом ряду выпадение из раствора каждого из элементов зависит, прежде всего, от гидростатического давления. При снижении давления первыми выделяются медь, затем - цинк и последними - железо и марганец (Овчинников, 1981).

При относительно низких давлениях столба воды (что как раз имеет место в данном случае), способствующих вскипанию растворов в подводных каналах, выделение трудно растворимых сульфидных фаз происходит до выхода растворов на поверхность. Лишь наиболее устойчивые в растворе металлы выносятся в придонные воды. В нашем случае таковым может оказаться лишь марганец. Его повышенное содержание в поднятых пробах воды, вероятнее всего, связано с современной гидротермальной активностью в кратере Северной вершины вулкана Пийпа.

**Анализ колонок грунта.** Средняя скорость современного (голоценового) осадконакопления в Командорской котловине Берингова моря по оценкам Лисицына (Лисицын, 1974) колеблется от 100 мм/тыс.лет - для центральных участков котловины, до 400 мм/тыс.лет - у подножий склонов. Для участков Командорской котловины в окрестностях массива Вулканологов с учетом близкого расположения склона Командорских островов скорость современного осадконакопления, вероятно, близка к величине порядка 250-300 мм/тыс.лет. Таким образом, мощность голоценовых осадков в окрестностях массива Вулканологов составляет, вероятно, 2,5-3,0 метра. Можно ожидать значительных отклонений от этой величины на возвышенных участках котловины (сокращение мощности) и в некомпенсированных прогибах (увеличение мощности), хотя в любом случае без учета конкретных условий осадконакопления речь, по-видимому, может идти лишь о достаточно грубой оценке. С учетом сказанного, можно предположить, что изучение колонок грунта длиной 1-1,5 м, отобранных в окрестностях массива Вулканологов, даст нам представление об условиях осадконакопления в этом районе за последние 3-6 тыс.лет.

Изучение прослоев пирокластического и вулканогенно-осадочного материала в голоценовом разрезе осадков представляет большой интерес для оценки современной активности вулкана Пийпа. С этой целью в 26 и 28 рейсах НИС «Вулканолог» (1986-1987гг.) на участках Командорской котловины, прилегающих к массиву Вулканологов, было отобрано 17 колонок грунта. Результаты анализа этих колонок подробно рассмотрены в работах (Селиверстов и др., 1989а; Селиверстов, 1998). Здесь мы приведем их в кратком изложении.

Представительные прослой пепла, мощность которых оказалась достаточной для дальнейшего изучения (более 0,5 см), были обнаружены в 8 из 17 колонок грунта. Все 8 «результативных» колонок отобраны на расстоянии менее 40 км от вершин вулкана. В этих колонках было выделено и изучено 15 пепловых горизонтов, а также 3 прослоя осадков мощностью до 20 см, обогащенных вулканогенным материалом. Главными признаками отличия пеплов от вмещающих осадков (диатомовых илов, глин, турбидитов) являлись степень их литификации, количественно-минеральный и гранулометрический составы, а также морфологические признаки пеплов. Все выделенные прослоя пеплов представлены несцементированными мелко- и среднезернистыми вулканическими песками и алевропелитовым материалом. Во всех выделенных прослоях пеплов отмечено присутствие примеси материала невулканогенного происхождения.

При количественно-минеральном анализе изучалась фракция пеплов 0,063-0,125 мм, которая оказалась наиболее представительной практически во всех изученных горизонтах. Подсчет минералов производился под микроскопом в иммерсионных жидкостях; подсчитывалось по 300 зерен данной фракции каждого образца. Компонентами всех изученных пеплов является вулканическое стекло, плагиоклаз, рудные минералы. Кроме того, в большинстве горизонтов отмечено содержание пироксенов, зеленой и бурой роговой обманки.

Все выделенные пепловые горизонты по положению в разрезе можно разбить на 3 группы. К первой группе пеплов относятся четыре горизонта, залегающие в верхних частях колонок (0,1-0,2 м). Главным компонентом этой группы является плагиоклаз (42-51%). Вулканическое стекло содержится в количествах 12-21% и представлено прозрачно-серыми осколками неправильной формы. В пеплах первой группы достаточно велико содержание рудных минералов (4-6%) и, как правило, присутствуют зеленая и бурая роговая обманка и пироксены. Пеплы первой группы представлены среднезернистым, реже – мелкозернистым вулканическим пес-

ком, и по содержанию  $\text{SiO}_2$  относятся к дацитам и андезито-дацитам. Они обнаруживают большое сходство по химическому составу, имеют приблизительно одинаковую крупность, положение в разрезе, а также сходный количественно-минеральный и химический составы, что позволяет считать их пеплами одного извержения.

Пеплы второй группы обнаружены в разрезе на глубине 0.3 – 0.6 м. Они представлены зеленовато-серым мелкозернистым с примесью среднезернистого несцементированным вулканическим песком. Преобладающими компонентами этих пеплов являются плагиоклаз (28-55%) и вулканическое стекло (10-48%). Горизонты второй группы обнаруживают большое сходство по положению в разрезе, количественно-минеральному и химическому составам и, по-видимому, также являются продуктами одного извержения.

К третьей группе отнесены пепловые горизонты, обнаруженные на глубинах 0.7 – 1.4 м. Пеплы этих горизонтов представлены в основном алевропелитами с примесью мелкозернистого, реже среднезернистого песка. По количественно-минеральному и химическому составам пеплы третьей группы достаточно разнородны. Из них лишь 2 горизонта могут быть прокоррелированы по этим признакам, что позволяет отнести их к продуктам одного извержения.

Однозначно определить принадлежность всех выявленных пепловых горизонтов к конкретным вулканическим центрам и событиям в настоящее время вряд ли возможно. Отметим лишь некоторые закономерности, указывающие на возможную принадлежность отдельных горизонтов к продуктам голоценовых извержений вулкана Пийпа.

В процессе переноса на большие расстояния в водных потоках или по воздуху пеплы подвергаются гравитационной дифференциации, в результате которой в них с удалением от центра извержения возрастает содержание вулканического стекла с одновременным уменьшением крупности материала. Для всех пеплов первой группы и некоторых пеплов второй группы отмечается очень низкое содержание вулканического стекла, что может указывать на близость вулканического центра к местам взятия колонок грунта. На близость вулканического центра указывает и грубый состав вулканических пеплов, преобладающий в горизонтах первой группы и некоторых горизонтах двух других групп. Следует отметить, что с удалением от вулканического массива прослойки вулканических пеплов представительной мощности в колонках грунта исчезают. На склонах вулканического массива их количество также резко сокращается. Зона наибольшего распространения представительных пепловых прослоев непосредственно прилегает к основанию склона вулканического массива, где уклоны дна не превышают долей градуса. Вероятно, это связано с высокой подвижностью вулканических пеплов, исключающей возможность образования достаточно мощных горизонтов в данных гидродинамических условиях даже на сравнительно пологих подводных склонах.

Химический состав изученных пепловых горизонтов соответствует дацитовому и андезито-дацитовому, и по содержанию основных компонентов достаточно близок к составу лав, драгированных с вулкана Пийпа.

Изложенные выше данные дают основания полагать, что наиболее вероятным источником, по крайней мере, пеплов первой группы является подводный вулкан Пийпа. С учетом принятых выше скоростей осадконакопления можно полагать, что образование пепловых горизонтов первой группы было связано с извержениями этого вулкана, происходившем не более нескольких сот лет назад.

Пеплы второй и третьей групп связаны либо с извержениями вулканов Камчатки (Кизимен, Шивелуч), либо с извержениями вулкана Пийпа. Полученные данные не позволяют ответить на этот вопрос с большей однозначностью, и он пока остается открытым.

Вершины вулкана Пийпа достигают глубин, при которых возможны взрывные подводные извержения и, по-видимому, образование пирокластиков, хотя необходимо отметить, что вопросы образования пирокластического материала в условиях подводных и близповерхностных извержений практически не изучены. Нельзя исключить также, что извержения вулкана Пийпа в недавнем геологическом прошлом происходили в условиях, близких к субаэральным. При этом последующие изменения глубины на 300-400 м были связаны с разрушением привершинной части при вулканических взрывах, проседанием вулканической постройки, обусловленным опустошением магматических камер, а также опусканием вулкана вместе с центральным блоком современного грабена, к которому он приурочен.

В работе (Кирьянов и др., 1986) описано 12 горизонтов вулканических пеплов, залегающих в голоценовых торфяниках на севере о. Беринга (Командорские о-ва). Эти пеплы по данным радиоуглеродного метода соответствуют интервалу времени от 1500 до 9500 лет до н.в. Наиболее вероятным центром извержения для этих пеплов, согласно (Кирьянов и др., 1986), являлись вулканы Камчатки - Шивелуч, Кизимен. Некоторые из этих горизонтов связывались

также с образованием кальдеры Карымского вулкана. Кроме того, не исключалась возможность поступления пеплового материала на о. Беринга за счет извержений вулкана Пийпа, расстояние до которого в 5-7 раз меньше, чем до вулканов Камчатки. В частности, наличие в разрезе торфяников очень мощного (7 см) горизонта дацитового пепла, имеющего возраст около 7000 лет, указывает, по мнению В.Ю. Кирьянова, скорее на близкорасположенный центр извержения (вулкан Пийпа), чем на гигантские выбросы пирокластического материала вышеуказанных вулканов Камчатки в это время. Изучение колонок грунта выявило сходство в количественно-минеральном составе некоторых горизонтов пепла на о. Беринга с описанными выше пеплами первой группы. Если результатами последующих работ будет доказана принадлежность этих горизонтов вулкану Пийпа, можно будет уверенно говорить о субаэральных голоценовых извержениях этого вулкана, поскольку на о. Беринга пепел мог поступать лишь воздушным путем.

**Исследования с применением ГОА «Мир».** Летом 1990 г. в 22 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в привершинной части подводного вулкана Пийпа были проведены исследования с применением глубоководных обитаемых аппаратов (ГОА) «Мир» (Сагалевич и др., 1992). Здесь было выполнено 4 погружения экипажами в составе: А.М. Сагалевич, С.В. Галкин, Л.И. Москалев, П.В. Торохов, Л.Н. Шашков, Д.В. Васильев, Д.А. Громенко и А.Ю. Саидов. Исследования, выполненные с борта ГОА «Мир», подтвердили сделанное ранее предположение о наличии современных гидротерм в привершинной части вулкана. Обнаруженные здесь гидротермы и связанные с ними образования отличаются большим разнообразием. Они достаточно подробно рассмотрены в ряде работ (Сагалевич и др., 1992; Торохов и др., 1991; Торохов, 1992а,б; Taran et al., 1992). Здесь мы отметим наиболее важные результаты этих исследований с необходимыми, на наш взгляд, дополнениями и замечаниями, в соответствии с работами (Селиверстов и др., 1995б; Селиверстов, 1998).

Современная гидротермальная активность на Северной вершине вулкана Пийпа обнаружена на глубинах менее 650 м, но наиболее ярко она выражена выше изобаты 450 м (Сагалевич и др., 1992). Термальные воды здесь поступают к поверхности дна по многочисленным трещинам, просачиваются по развалам глыб лавовых потоков. В местах просачивания термальных вод наблюдаются многочисленные «муары», обусловленные различием температур термальных и морских вод. С излияниями и просачиваниями термальных вод связано широкое развитие бактериальных матов, при этом отмечаются участки сплошного покрытия дна бактериальными матами площадью до 100 м. Бактериальные маты в местах свободного излияния термальных вод часто образуют свисающие края шириной до 30-40 см, развевающиеся в термальном потоке. Наиболее интенсивное поступление термальных вод отмечено для кратерной зоны, между Западным и Восточным куполами вершины. Излияния термальных вод из трещин, глыбовых развалов и осыпей не сопровождаются заметным развитием гидротермальных минеральных образований. Отмечены лишь тонкие налеты оксидов железа и марганца на каменном субстрате. Основная разгрузка вод происходит, вероятно, внутри вулканической постройки. Инструментальные определения температуры термальных вод непосредственно в местах их излияния - не проводились. Встроенный в корпус ГОА «Мир» термометр фиксировал на расстоянии первые метры от источников незначительное увеличение температуры на 0.4-0.6 °С.

На Северной вершине обнаружен и другой тип гидротермальных проявлений. Это ангидритовые гидротермальные постройки (трубы) высотой до 1.5 м и диаметром до 0.4 м, из верхних концов которых наблюдается активное выделение флюида, напоминающее по форме факел газовой горелки (рис.1.38а). Всего обнаружено 4 такие постройки. Все они приурочены к Восточному куполу вершины и находятся в интервале глубин 380-400 м. Пробоотбор флюида, поступающего из верхних концов ангидритовых труб, не проводился из-за отсутствия необходимых средств пробоотбора, поэтому вопрос о составе этого флюида остался открытым. Судя по резкому сужению флюидного «факела» при его выходе из жерла трубы и незначительному количеству газовых пузырьков над «факелом», важным компонентом флюида, по мнению наблюдателей (Сагалевич и др., 1992), является водяной пар, конденсирующийся при контакте с морской водой. В этом случае температура флюида в подводящих каналах должна превышать температуру кипения воды на глубине 400 м, т.е. превышать 250 °С. Инструментальные замеры температуры флюида здесь нельзя признать успешными: гидрофизический зонд с верхним пределом измерения температуры 32.75 °С «зашкалил» на высоте около 1.5 м над местом разгрузки, зафиксировав при этом двукратное увеличение проводимости воды. Судя по вспениванию пластикового покрытия лыжи аппарата «Мир», попавшей в струю разбавленного флюида, его температура значительно превышает 100 °С. При проведении маневра над «факелом», наблюдателями отмечалось увеличение температуры внутри обитаемого отсека ГОА «Мир» на 4 °С.

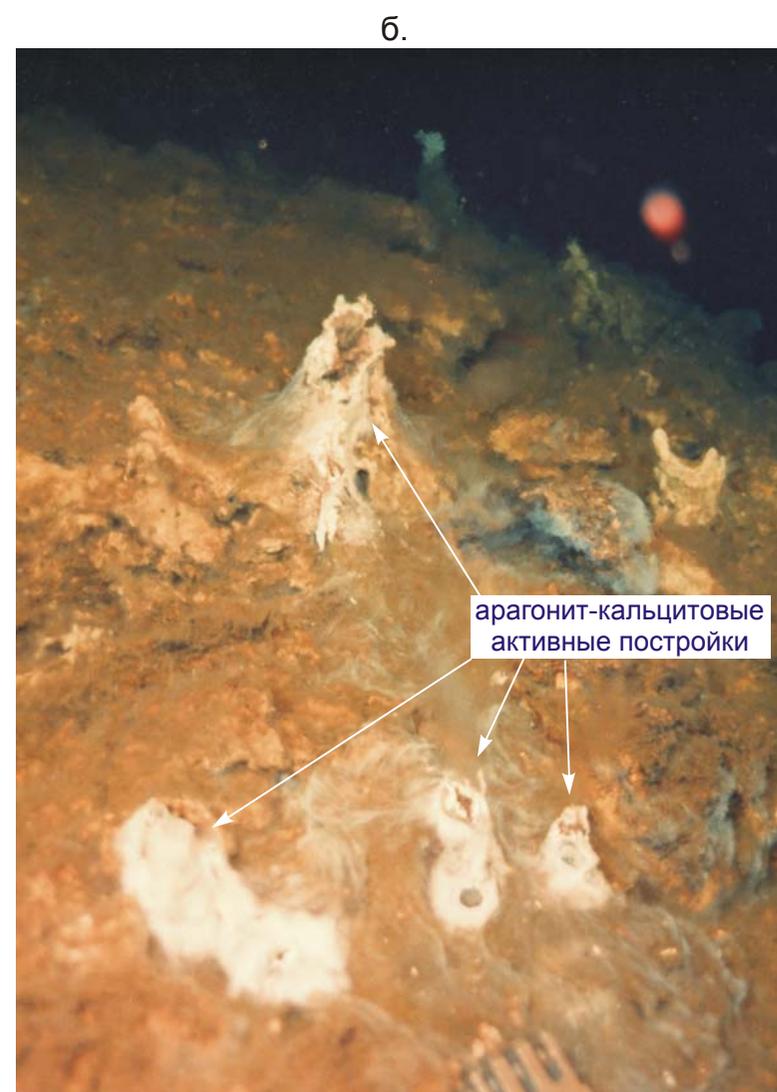
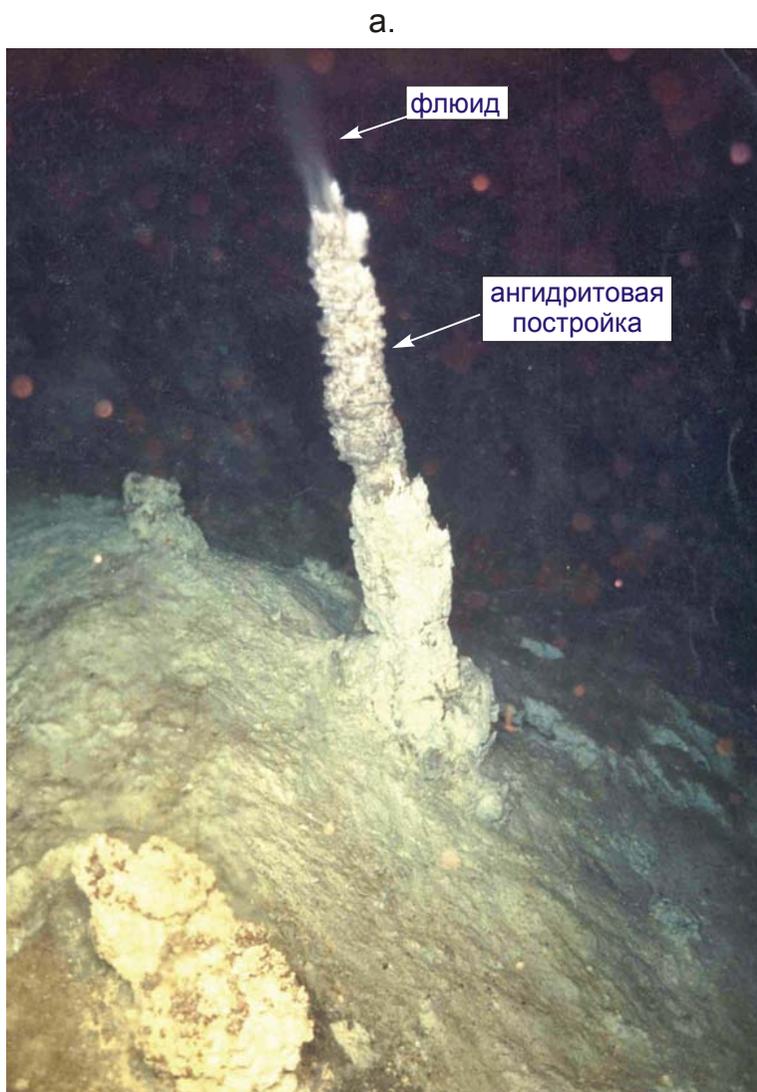
О сравнительно высокой температуре флюида свидетельствует и ангидритовый состав гидротермальной трубы. Образование ангидрита при смешении обогащенного кальцием термального флюида с морской водой, содержащей сульфат-ион, происходит при температурах 180-360 °С (*Kusakabe et al., 1982*), а насыщение морской воды ангидритом в лабораторных условиях достигалось при температуре 110 °С. Таким образом, нижний предел возможных температур флюида должен быть заключен в интервале 110-360 °С, а с учетом предполагаемого в составе флюида водяного пара, этот интервал может составлять 250-360 °С.

Дно вблизи активных гидротерм, на расстоянии от первых до нескольких метров от них, бронировано гипс-ангидритовой коркой, содержащей фрагменты разрушенных гидротермальных построек (рис. 1.38а). Отобранная в метре от основания активной постройки корка состояла, в основном, из хорошо раскристаллизованного гипса и содержала 30% ангидрита (*Сагалевич и др., 1992*). Для равновесной системы гипс-ангидрит-вода при давлении 50 бар такое соотношение гипса и ангидрита соответствует температуре 60-70 °С (*Холланд, Малинин, 1982*).

Выпадение взвеси при смешении флюида, поступающего из ангидритовых труб, с морской водой визуально не наблюдалось. Однако, на удалении в несколько метров от активных построек дно покрыто гидротермальным осадком с характерной охристой окраской. Более молодые осадки отличаются светлыми тонами. Они подвержены гравитационному перемещению и образуют ручейки, являющиеся хорошими ориентирами для выхода к активным постройкам. Осадок представлен аморфным кремнеземом (36%), пиритом (42%) и некоторыми другими минералами, в частности каолинитом, присутствие которого связывается с химическим выветриванием вулканических пород вблизи активных гидротерм (*Сагалевич и др., 1992*).

У основания одной из активных построек наблюдалось просачивание пузырьков газа. Этот газ был отобран в стеклянную бутылку. При попытке взять еще одну пробу газа, стеклянная бутылка растрескалась, что, по мнению наблюдателей, было связано с высокой температурой воды у основания гидротермальной постройки. В работах (*Торохов и др., 1991; Taran et al., 1992*) проведен сравнительный анализ отобранного газа с газами других источников и сделаны выводы о его возможном генезисе. Основной вывод авторов этих работ состоит в том, что отобранный газ по особенностям химического и изотопного состава имеет существенно вторичную природу. Основной компонент газа - метан, обусловлен, вероятно, мобилизацией легких углеводородов из органического вещества осадков под действием высоких температур, а углекислый газ является продуктом глубокой термоокислительной деструкции этого же вещества. Этот вывод соответствует представлениям о том, что вулкан Пийпа подстилается морскими осадками, накопление которых предшествовало развитию новейшего этапа вулканизма в грабене Командор, или происходило синхронно с ним. О наличии осадков под вулканом косвенно свидетельствуют особенности строения осадочного чехла в грабене Командор к северу от вулкана (*Селиверстов и др., 1986*). Слои осадков прослеживаются под северный склон вулкана на значительные расстояния и перекрываются отложениями «зон фациального замещения», формирование которых связывается с вулканической активностью.

Близость магматических очагов, очевидно, может служить причиной выделения из органического вещества морских осадков «термогенных» газов и их выноса как термальными водами, так и вулканическими фумаролами. Однако низкие содержания в отобранном газе магматических компонент не соответствуют представлениям о высокой температуре источника, вблизи которого этот газ был отобран, и нуждаются в объяснении. Причина этого несоответствия, вероятнее всего, состоит в том, что газ был отобран не из жерла гидротермальной постройки, а на участке дна у ее основания, и, поэтому, его состав не может характеризовать газовую составляющую высокотемпературного флюида, поступающего из жерл ангидритовых труб. Подобные газовые просачивания, по свидетельству участников погружений, наблюдались и на ровных участках дна, удаленных от активных гидротерм. Нельзя исключить, что отобранный газ выделялся из морской воды, циркулирующей в трещиноватой постройке вулкана. Обогащаясь термогенными газами, вода выделяет их в свободном виде при подогреве внешними стенками активных гидротермальных построек или их подводных каналов.



**Рис. 1.38.** Гидротермальные постройки на Северной (а) и Южной (б) вершинах подводного вулкана Пийпа. Фотоснимки получены с борта ГОА «Мир» в 22 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (Сагалевич и др., 1992).

Косвенное подтверждение такому механизму газовыделений - наличие кислорода в отобранном газе и отношение азот/аргон, близкое к значениям для растворенного в воде воздуха. В этом случае трудно ожидать соответствия отобранного газа газовой составляющей высокотемпературного флюида, поступающего из ангидритовых труб.

Современные гидротермальные проявления на Южной вершине вулкана Пийпа существенно отличаются от рассмотренных выше. Главное различие состоит в отсутствии на Южной вершине современных высокотемпературных гидротерм и связанных с ними минеральных образований. Это подтверждает сделанный ранее вывод о более молодом возрасте Северной вершины по сравнению с Южной.

Современные гидротермальные проявления на Южной вершине исследовались в маршрутах 2311 и 2320 ГОА «Мир» (Сагалевиц и др., 1992; Торохов и др., 1991). По маршрутам следования аппаратов гидротермальные проявления обнаружены, в основном, выше изобаты 650 м. Как и на Северной вершине, здесь широко развиты излияния и просачивания термальных вод, которые связаны с многочисленными трещинами, как зияющими, так и скрытыми под слоем осадков. В местах выходов термальных вод развиты бактериальные маты, но масштабы их развития заметно меньше, чем на Северной вершине. Бактериальные маты здесь часто трасируют положение трещин, скрытых под осадками. Разгрузка термальных вод по трещинам сопровождается образованием жил, сложенных карбонатными минералами и баритами. Упомянутый выше «карбонатный холм» в районе минимальных отметок Южной вершины, является, судя по анализу видеозаписей и фотографий, небольшим пемзовым холмом, бронированным по многочисленным трещинам дайками карбонатных отложений. Отобранный здесь образец представлен кальцитом с незначительной примесью кварца и гипса (Сагалевиц и др., 1992). Выходы пемз вблизи мест разгрузки термальных вод также покрыты карбонатными корками.

Кроме трещинных излияний и просачиваний термальных вод, на Южной вершине развит и другой, весьма примечательный тип гидротермальных проявлений. Это карбонатные гидротермальные постройки высотой до 40 см, в том числе активные, из которых поступает гидротермальный флюид. Поступление флюида часто сопровождается ясно различимыми муарами, создающими впечатление «дымов» и свидетельствующими о различии температур флюида и окружающих морских вод. Фотография скопления карбонатных построек приведена на рис. 1.38б. Количество построек этого типа в пределах Южной вершины достаточно велико и, по-видимому, исчисляется десятками. Расположение их, судя по образованию линейных цепочек, контролируется разрывными нарушениями. В погружении 2320 ГОА «Мир» были отобраны фрагменты карбонатных построек, в том числе функционирующих. Постройки сложены арагонитом и кальцитом, а подводные каналы инкрустированы пиритом, обогащенным мышьяком, сурьмой и ртутью (Сагалевиц и др., 1992; Торохов, 1992б).

Наряду с карбонатными образованиями, на Южной вершине распространены бариты. Образец барита, покрытого черным налетом гидроокислов железа и марганца, поднят здесь в погружении 2320 ГОА «Мир» (Сагалевиц и др., 1992). Несколько образцов барита было поднято при драгировании Южной вершины в рейсах НИС «Вулканолог» и НИС «Академик Мстислав Келдыш».

На склонах Южной вершины с борта ГОА «Мир» наблюдались желтовато-зеленые налеты, покрывающие выходы пемз и напоминающие отложения нонтронита (Сагалевиц и др., 1992). Пемзы, пропитанные по порам и трещинам нонтронитом, ранее были драгированы на западном склоне вершины (Богданова и др., 1989; Селиверстов и др., 1988).

Инструментальные замеры температур в местах разгрузки термальных вод на Южной вершине не проводились. Не проводился и пробоотбор термальных вод. Поэтому о их составе и возможных значениях температур можно судить лишь по косвенным данным, основанным на химическом и изотопном составе сопутствующих минеральных образований. По данным (Торохов и др., 1991), углерод арагонит-кальцитовых гидротермальных построек характеризуется облегченным изотопным составом, характерным для карбонатных образований Калифорнийского залива и Парамуширского источника (Лейн и др., 1979; 1989), где облегченная углекислота связывается с окислением органического вещества осадков или метана. Оценка температуры изотопного равновесия по кислороду в системе кальцит-морская вода для поднятых карбонатных образований соответствует значениям 50-70 °С, что, по-видимому, отвечает условиям разгрузки термальных вод на Южной вершине (Торохов и др., 1991).