

В.Л. Ломтев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,
Южно-Сахалинск, Россия

АБИССАЛЬНЫЕ ХОЛМЫ СЗ ПЛИТЫ ПАЦИФИКИ: ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ ВОЗРАСТ

По данным НСП и сейсмостратиграфии мезокайнозойского осадочно-траппового чехла рассматриваются особенности строения и относительный возраст абиссальных холмов СЗ плиты Пацифики. Среди них доминируют асимметричные тектонические и более симметричные инъективные холмы позднекайнозойского возраста и без признаков вулканической деятельности. Тектонические холмы связаны преимущественно с разломами восточного аллохтона (срыв слоев 1—4), инъективные холмы — с бескорневыми гранитными протрузиями из слоя 4. В строении ряда холмов обнаружены комбинирование тектонического и инъективного начал и признаки унаследованного развития от предшествовавшей эпохи пенепленизации. Описаны также несколько холмов иного генезиса.

Ключевые слова: СЗ плита Пацифики, мезокайнозойский чехол, абиссальный холм, срыв, гранитная протрузия.

Введение

Интерес к абиссальным холмам (термин Б. Хизена [1]) на ложе Пацифики обязан их необычайно широкому (80—85 %) распространению [2]). Г.У. Менард считает их самыми распространенными формами рельефа Земли. Высоту абиссальных холмов он определяет в интервале 50—1000 м, диаметр основания — 1—10 км. В [1] их высоту ограничивают 20—500 м, а диаметр основания — от нескольких сотен метров — первых километров у изометричных холмов до 10—20 км — у линейно-вытянутых холмов; предложены и другие оценки [3—7]. Крутизна склонов абиссальных холмов обычно составляет 2—3°, тогда как склоны подводных гор круче — 10° [1]. В [3] допускают, что поперечник отдельных холмов может превышать 50 км при крутизне склонов 1—15°.

По заключению Г.У. Менарда [2, С. 53], «...большая часть холмов представляет собой вспучивание слоя неконсолидированных осадков, вызванное интрузиями снизу вулканических пород и образованием лакколлитов (в слое 2 — *авт.*). Меньшая их часть — это просто небольшие вулканы щитового типа, образо-

© В.Л. ЛОМТЕВ, 2016

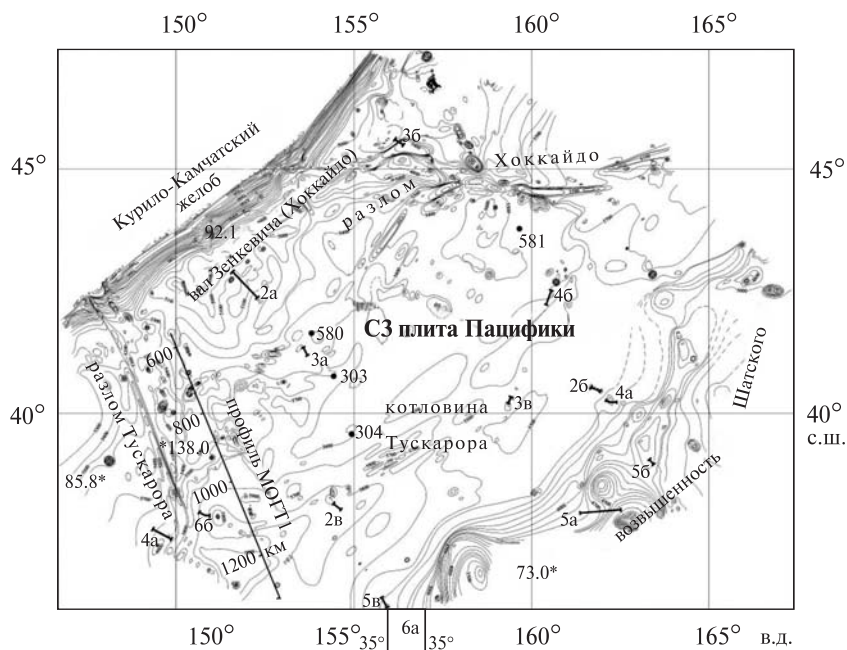


Рис. 1. Батиметрическая карта СЗ плиты Пацифики с фрагментами профилей НСП, профилем МОГТ 1, скважинами «Гл. Челленджер» [14] и точками повышенного теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$) [33]. Изобаты в метрах

ванные лавами, излившимися на поверхность дна». Позднее с учетом материалов НСП и бурения абиссальные холмы, конические горы и гайоты Пацифики стали связывать с мезозойским (юра—мел), спрединговым и/или внутриплитным («горячие точки») вулканизмом, реже — трапповым магматизмом основного состава [1, 3—10 и др.]. Результаты драгирования, пробоотбора, фотопрофилирования на вершинах и склонах подводных гор, гайотов и на отдельных абиссальных холмах, проведенные в последние десятилетия, также приводят исследователей к выводу о преимущественно вулканической природе этих форм как насыпных, лаво-шлаковых построек (палорельеф [1, 3]). Вместе с тем ряд авторов, начиная с Б. Хизена, считает, что какая-то часть абиссальных холмов может иметь тектонический, складчатый или комбинированный генезис, в том числе еще на склонах срединно-океанических хребтов (см. пять типов ритмичных абиссальных холмов Восточно-Тихоокеанского поднятия в [6]).

На северо-западе ложа Пацифики по материалам НСП изучено строение и вероятный генезис абиссальных холмов плиты Картографов (магматические диапиры, частью асимметричные [11]), а также холмов и гор на поднятии Шатского (насыпные вулканические постройки и структуры протыкания с верхнемантийными серпентинитовыми ядрами [12]). На СЗ плите строение многочисленных (многие сотни) абиссальных холмов можно видеть на временных и глубинных разрезах НСП в атласе В.Н. Патрикеева [13], увязанных со скважинами 304, 305, 580, 581 «Гломар Челленджер» (рис. 1). Однако сколько-нибудь подробного изучения холмов до сих пор не проводилось, поэтому данная работа — постановочная.

Основанием для нее стали результаты регионального сейсмостратиграфического анализа данных высокочастотного (120—150 Гц) НСП ИМГиГ, профиля МОГТ 1 и бурения, проведенного автором [14—16], а также последующее изучение стратиграфии, тектоники, магматизма и газоносности СЗ плиты [17—21]. Показано, что ее структура в основном связана с дивергентным гравитационным срывом слоев 1—4 в неогене-квартере, который продолжается в настоящее время. Срыв происходит по кровле слоя 5 (автохтон) в обе стороны от рифтограбенов краевого вала и поднятий зоны разлома Хоккайдо. Он сопровождается расчешуиванием восточного и западного аллохтонов (плит), образованием т. н. складчатого фундамента и гранитизацией первичноосадочных толщ раннего Тетиса в слое 4 (слой трения аллохтона) и многочисленными, вероятно гранитными, протрузиями, формирующими кусты, цепи и одиночные, одно- и многокупольные конические горы и абиссальные холмы. Со срывом также связаны мелкофокусная сейсмичность и региональная газо- и возможно нефтенасыщенность осадочно-траппового разреза слоев 1, 2 (новые сейсмо- и нефтегазоносная абиссальные провинции Земли со своеобразной вертикальной «нарезкой» (газовые столбы и «нити», реже окна) на профилях НСП по СЗ плите ([19, 20]). Во фронте восточного аллохтона находится блоковая мегамоноклиналь Шатского, а часть западного аллохтона погребена под тектонопарой «региональный шарьяж — аккреционная призма» в средней и нижней частях тихоокеанского склона Курильской и Хонсю островных дуг [19, 22, 23]. В платформенной стратиграфии СЗ плиты неоген-четвертичные фации молодой Пацифики (толща D) слагают большую часть слоя 1 (осадки фанов каньонов на краевом вале и Камчатского контурного мегафана в котловине Тускарора, на севере поднятия Шатского и котловины Картографов). Их подстилают пестрые субаэральные лессы палеосуши Пацифиды позднего мела — палеогена — раннего миоцена. Поэтому залегающие ниже прибрежноморские (опаковый слой или толща B) и шельфовые (карбонатная толща A) отложения поздней юры — раннего мела отнесены к фациям другого океана (поздний эпиконтинентальный Тетис). Траппы мезозоя в нижней части слоя 2 и высокоскоростном слое 3 залегают на первичноосадочных, частью гранитизированных толщах раннего, вероятно эпиконтинентального, Тетиса в слое 4 (палеозой—венд или рифей?) с орогенными траппами в подошве на краевом валу [14—18, 21].

Тектонические холмы. Судя по материалам НСП и профиля МОГТ 1, основные признаки тектонических холмов — асимметрия и моноклиальное строение [16, 17, 19, 21]. В связи с развитием дивергентного срыва слоев 1—4 (аллохтонная океаническая кора) в неогене — квартере тектонические холмы довольно многочисленны на СЗ плите [13]. Их тектонотип — надвиговая моноклиаль высотой 1 км на профиле МОГТ 1, поскольку в подошву ее крутого передового склона выходит чешуйчатый надвиг, прослеженный до деколлемента в кровле слоя 5 (автохтон; см. рис. 7, в [21]). Другим типом структур срыва, хотя и не столь распространенным в регионе [13], можно считать полуграбены или т. н. односторонние грабены, (рис. 4, в) [19].

Ниже на ряде примеров анализируются особенности строения и относительный возраст абиссальных тектонических холмов СЗ плиты (рис. 2, а—в). Так, на рис. 2, а профиль НСП 1МГ (НИС «Морской геофизик») на вершине краевого вала между разломами Тускарора и Хоккайдо (рис. 1) пересек гряды небольших,

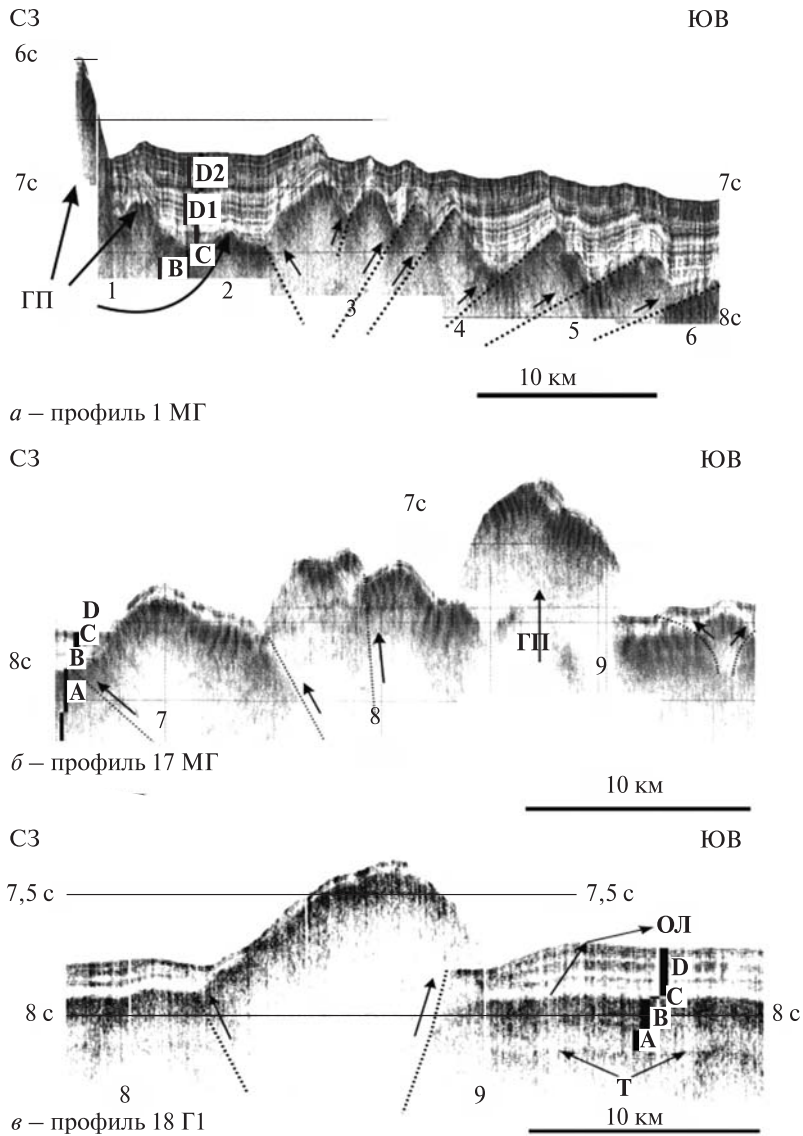


Рис. 2. Фрагменты профилей НСП с асимметричными тектоническими холмами а–в. Здесь и на рис. 3–6: вертикальный масштаб в секундах двойного пробега; вертикальные линии — марки судового времени. Стратиграфия мезокайнозойского, осадочно-траппового чехла: Т — финальные траппы поздней юры-раннего мела, А — карбонатная толща позднего эпиконтинентального Тетиса, В — опаковый слой пестрых кремней и глин конца раннего-позднего мела, С — пестрые немые алевропелиты палеогена-раннего миоцена (лессы Пацифиды), D — туффито-кремнисто-глинистая толща (по И.О. Мурдмаа) среднего-позднего миоцена-квартера [14–18]. ГП — гранитные протрузии; ОЛ — осадочная лопасть или намывная дамба (здесь и на рис. 4, а, 5, б); точки со стрелками — предполагаемые разломы и смещения по ним. Положение профилей см. на рис. 1

частью асимметричных, абиссальных холмов высотой до 120 м (при скорости звука в воде 1500 м/с здесь и ниже) и протяженностью 48 км. Холмы венчают смещенные (до 1,8 км) к северо-западу своды асимметричных сквозных антиклиналей в кайнозойском чехле и докайнозойском акустическом фундаменте. Асим-

метрия складок возникает за счет более крутых и коротких юго-восточных крыльев в сравнении с северо-западными (моноклинали). Их формирование связано с малоамплитудными пологими надвигами фундамента с вергентностью к северо-западу от 2° во фронте до 4° в тылу (складчато-надвиговый веер или структура типа «пальмового дерева», характерная для сдвигов со сжатием [24]). Высота складок с глубиной заметно увеличивается, достигая ~ 500 м в кровле фундамента. Это связано с конседиментационным режимом надвигания и повышенной мощностью гемипелагических (горизонт **D1**) и гемитерригенных (горизонт **D2**) осадков неоген-раннечетвертичного фана (конус выноса) среднекурильских каньонов Буссоль, Дианы и Крузенштерна на внешнем аккумулятивном подножии Курильской подводной окраины [14, 21]. Подобный режим развития дислокаций определяется по утонению осадков фана (особенно горизонта **D1**) к сводам тыловой и двух фронтальных складок, что также позволяет датировать складчато-надвиговый веер и гряду венчающих его низких абиссальных холмов средним миоценом — кварталом (возможно до голоцена включительно).

На рис. 2, б профиль НСП 17П (НИС «Пегас») пересекает сложнопостроенную разломную зону шириной 31 км в основании западного склона поднятия Шатского (рис. 1). В ее структуре с запада на восток выделяются два асимметричных тектонических холма, связанных с надвигами восточного падения, центральный симметричный купол шириной 7,1 км, высотой 665 м и аномально крутыми ($\sim 20^\circ$) склонами, а также низкий холм справа, ограниченный встречными надвигами. Все холмы на рис. 2, б — это выступы докайнозойского фундамента, драпированные маломощным (до 50—80 м) плащом кайнозойских осадков (гемипелагиты толщи **D** и предположительно лессы горизонта **C**). Горизонтальное налегание гемипелагитов Камчатского мегафана (толща **D**), выполняющих котловину Тускарора на западном, передовом склоне холма у пикета 7 час (надвиговая моноклираль, сложенная с поверхности кремнями и глинами позднемелового опакового слоя) надежно фиксирует его предпозднемиоценовый возраст (краевая структурная банка). Соседний холм близ отметки 8 час (взбросовая моноклираль) имеет двухкупольное строение с видимым облеканием правой вершины маломощными осадками толщи **D**: первое указывает на его четвертичный возраст, второе — на невысокое краевое поднятие или структурную банку поздний мел — раннекайнозойского пенеплена, контролировавшую седиментацию гемипелагитов в позднем миоцене-квартале, в том числе и на самой банке. Центральный купол также был частью краевой банки, поскольку на основании его юго-восточного склона у пикета 9 час налегают осадки толщи **D**. Последнее надежно фиксирует предпозднемиоценовый возраст банки и на ее восточном крае. По-своему интересен низкий симметричный холм справа, поскольку это небольшой блок докайнозойского фундамента, выжатый по надвигам в квартале. В отличие от него симметричный центральный купол видимо создан молодой гранитной протрузией [19]. Таким образом, абиссальные холмы на рис. 2, б имеют преимущественно тектонический генезис с признаками унаследованного развития.

На рис. 2, в представлен фрагмент профиля НСП 18Г1 (НИС «Проф. Гагаринский») на юге котловины Тускарора с одиночным асимметричным абиссальным холмом шириной 11 км и высотой 320 м. Он также является выступом фундамента, драпированным тонким (30—40 м) покровом позднекайнозойских

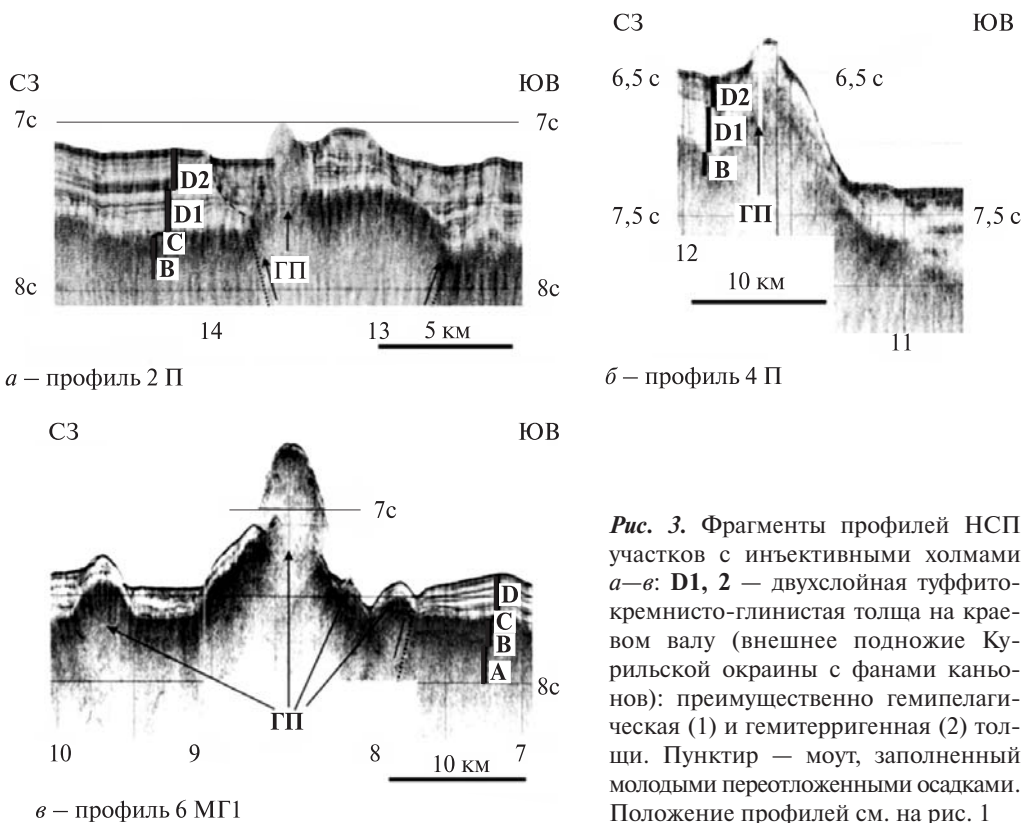


Рис. 3. Фрагменты профилей НСП участков с инъективными холмами а–в: D1, 2 — двухслойная туффито-кремнисто-глинистая толща на краевом валу (внешнее подножие Курильской окраины с фанам каньонов); преимущественно гемипелагическая (1) и гемитерригенная (2) толщи. Пунктир — моут, заполненный молодыми переотложенными осадками. Положение профилей см. на рис. 1

гемипелагитов на вершине и северо-западном, пологом (~4°) склоне. Через его основание осадки протягиваются на прилегающую равнину ложа, где слагают верхнюю, придонную часть толщи D. И напротив, противоположный, короткий (2,4 км) и крутой (~8°) склон этого холма обнажен (выход фундамента). Лишь его основание прикрыто русловыми фациями толщи D сокращенной мощности, слагающими небольшую абиссальную долину или моут. Столь разное строение позднемиоцен-четвертичной толщи D на склонах холма и в его окрестности позволяет предполагать, что еще недавно здесь существовала невысокая абразионная (столовая) банка (выжатый по разломам блок позднемелового-раннекайнозойского пенеплена, выделенного в кровле толщи В [17]). Она контролировала положение русла (моута?) и отложение гемипелагитов, в том числе и на самой банке. В квартере последняя была приподнята взбросом, вероятно унаследованным от предшествовавшей эпохи пенепленизации, который и сформировал этот асимметричный холм.

На рис. 3, а на западе котловины Тускарора профиль НСП 2П (НИС «Пегас») пересек выжатый по разломам слегка асимметричный и уплощенный блок фундамента шириной 6,7 км и высотой 400 м (столовая абразионная банка поздний мел — раннекайнозойского пенеплена в прибрежноморских фациях позднего эпиконтинентального Тетиса [15, 17, 18]). В рельефе дна он выражен небольшим столовым холмом с пологими склонами и уплощенной, частью эродированной, вершиной. С северо-запада холм осложнен небольшим симметричным конусом с крутыми (~14°) склонами и диаметром основания 1,8 км. Конус про-

рывает толщу **D** и имеет разновысотные склоны (73 м — правый, 145 м — левый) в кайнозойском чехле, поскольку они опираются на разновысотные блоки фундамента. Его инъективную природу и четвертичный возраст подчеркивают задирание кверху неоген-четвертичных осадков вдоль юго-восточного и, возможно, северо-западного склонов, а также обилие микродифракций внутри него (вероятно брекчия и глыбы фундамента, выдавленные при внедрении гранитной протрузии). Судя по гипсометрии двух контрастных пачек близ границы раздела горизонтов **D1**, **2**, их выдержанной мощности вдоль профиля, а также пологой флекsure на юго-восточном фесе, выжимание блока фундамента по разломам произошло недавно, вероятно в квартере. Отдельно отметим линзу молодых переотложенных осадков, выполняющую небольшой моут (котловина вымывания близ гор [3, 11]) или почти погребенная долина у северо-западного склона конуса). В ее строении нет упомянутых контрастных пачек в средней части толщи **D**, что указывает на ее недавнее (голоцен?) заполнение переотложенными осадками, возможно, по схеме абиссальных бурь, возникающих в океане при прохождении циклонов [14]. Поскольку моуты и абиссальные русла нередко примыкают к уступам палеорельефа [3, 11], следовательно, структурная банка существовала до отложения толщи **D**, т. е. в досреднемиоценовое время. Независимо это подтверждается налеганием подошвенной прозрачной пачки горизонта **D1** в основании ее склонов. Итак, здесь также наблюдается унаследованное выжимание блока фундамента по разломам, частью связанным с неоген-четвертичным срывом слоев 1—4 [19], которое сопровождалось внедрением небольшой гранитной протрузии.

Инъективные холмы. В отличие от асимметричных тектонических инъективные абиссальные холмы почти симметричны и имеют преимущественно коническое строение. Так, на рис. 3, б профиль НСП 4П (НИС «Пегас») пересек одиночный холм шириной по основанию 12 км на северо-западном борту осевого рифтограбена зоны разлома Хоккайдо (рис. 1). Склоны холма выпуклые, довольно крутые (~8°) и разновысотные, поскольку опираются на северо-западное плечо (160 м) и опущенное днище рифтограбена (750 м) соответственно. Несколько меньше разновысотность склонов по кровле фундамента, в основном за счет повышенной (~600 м) мощности толщи **D** на северо-западном плече рифтограбена. Такие существенно разновысотные и крутые склоны конических гор и абиссальных холмов нечасто можно встретить на ложе океана, вероятно, в основном в зонах разломов и на поднятиях [3, 11, 13]. Более характерны они для конических гор и холмов охотской подводной окраины Курильской островной дуги [25, 26].

В отличие от предыдущих примеров, данный холм представляет собой симметричный конический выступ или купол докайнозойского фундамента, драпированный полупрозрачными гемипелагитами горизонта **D1** (средний-поздний миоцен — ранний плиоцен [13]). Мощность горизонта на северо-западном плече и склоне рифтограбена выдержана, но на его днище она заметно возрастает (~500 м) частью за счет контрастных пачек турбидитов. Последние слагают придонный плиоцен-четвертичный разрез (горизонт **D2**) и залегают согласно с подстилающими гемипелагитами горизонта **D1** [14]. Однако на склонах одиночного холма профиль 4П надежно фиксирует локальное угловое несогласие между этими горизонтами, связанное с почти горизонтальным налеганием

контрастных придонных осадков на его основание. Последнее указывает на плиоценовый возраст холма и его инъективную природу (гранитная протрузия вдоль краевого сброса или взброса, по Л. Коберу [27]).

На рис. 3, *в* в центральной части котловины Тускарора профиль 6МГ1 (НИС «Морской геофизик») в полосе шириной 25,5 км обнаружил одиночный абиссальный холм, образованный почти симметричным куполом фундамента. Однако, в отличие от купола на рис. 3, *б*, он осложнен наклонными цоколями (пьедесталами) и низкими холмами на небольшом удалении. Диаметр основания центрального холма с учетом цоколей достигает 12,5 км, а без них — 4,5 км. У него выпукло-вогнутые, слегка разнонаклонные и разновысотные склоны: 6° — левый, юго-восточный склон высотой ~640 м и 8,5° — правый, северо-восточный склон высотой 750 м. Верхняя, более симметричная часть холма высотой 375 м имеет более крутые склоны (~13°). Вершина холма уплощенная и драпирована маломощным (<25 м) плащом позднекайнозойских гемипелагитов в сравнении с юго-западным цоколем и прилегающей равниной ложа. Столь же тонкий плащ гемипелагитов покрывает склоны и узкий, северо-восточный цоколь холма, к которому примыкает абиссальная долина (моут?) у пикета 8 час, обвалованная намывной дамбой справа. С учетом почти симметричной формы центрального конуса, можно предполагать его инъективный генезис (гранитная протрузия). Аналогичную природу имеет, вероятно, и низкий (131 м) симметричный холм слева с диаметром основания 4,8 км. Вместе с тем заметные различия в гипсометрии и ширине цоколей надежно фиксируют подвижность фундамента, проявленную и при формировании низкого асимметричного холма справа. Утонение плаща гемипелагитов толщи **D** на вершине, склонах и цоколях центрального холма в сравнении с прилегающим ложем указывает на палеовыступ поздний мел — раннекайнозойского пенеплена (абразивная структурная банка). Он контролировал положение абиссального русла и ее намывной дамбы справа и отложение гемипелагитов в позднем миоцене — раннем плейстоцене, в том числе и на вершине выступа. Иначе говоря здесь, как и на рис. 2, *в*, проявляются черты унаследованного развития с мела-палеогена. С учетом параллельности дна и кровли фундамента приходим к выводу о заведомо четвертичном возрасте центрального и соседних холмов на рис. 3, *в* (постседиментационные совозрастные конусы, возможно оконтуривающие крупную гранитную протрузию и/или ее апофизы).

На рис. 4, *а* профиль 111 Г (НИС «Проф. Гагаринский») пересек цепь невысоких и почти симметричных абиссальных холмов на юго-западе котловины Тускарора близ одноименного разлома и края Сангарского фана (рис. 1; [14]). Последний определяется по угловому несогласию в подошве и резкому выклиниванию осадочной лопасти фана (намывная дамба канала Накве [28]) на подножии смежной окраины близ границы Камчатского мегафана в котловине Тускарора и связанной с ним системы контурных течений к югу [14]. Высота холмов последовательно снижается в юго-восточном направлении от 375 до 270, 153 и 105 м соответственно. Диаметры их оснований в сравнении с высотой не столь выдержаны и варьируют от 6—7 до 12—13 км. Холмы образованы коническими выступами фундамента, пликативно деформирующими кайнозойский чехол, поэтому их можно считать четвертичными инъективными конусами, связанными, вероятно, с гранитными протрузиями. Вместе с тем обратим внимание на самый

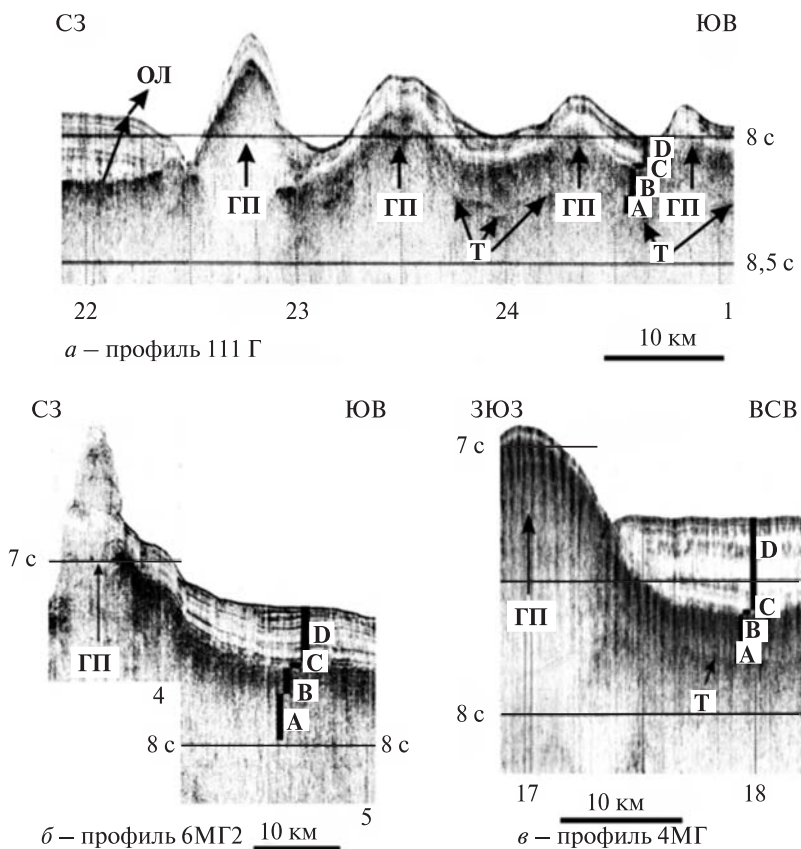


Рис. 4. Фрагменты профилей НСП участков с инъективными холмами а–в. Положение профилей см. на рис. 1

высокий (535 м с учетом мощности толщи **D** на юго-восточном склоне) и крайний в цепи холм. Он имеет разнонаклонные склоны (левый ~4,5, правый ~15,5°) с разным строением и мощностью позднекайнозойских гемипелагитов. К основанию его пологого северо-западного склона прижаты абиссальное русло и край Сангарского фана, что указывает на недавно существовавшую здесь приподнятую структурную банку мезокайнозойского пенеплена (палеорельеф), контролировавшую гемипелагическую седиментацию на границе подножия Курильской окраины и котловины Тускарора (конечный бассейн стока турбидитов [14, 18]). В квартере банка была приподнята по надвику фундамента, который определил ее асимметрию, возможно, аналогично структурной банке на рис. 2, в. Однако, в отличие от нее, здесь обратим внимание на почти симметричную шапку полупрозрачных гемипелагитов мощностью до 100 м, облегающую его вершину и с утонением — склоны холма. Она надстраивает толщу **D** на его правом склоне и выклинивается к подошве левого склона. В строении шапки выделим придонную слабоконтрастную пачку, которая прослеживается к юго-востоку в толще гемипелагитов мощностью 100–150 м. Следовательно, осадки шапки еще недавно были периферией Камчатского мегафана, частично, эродированной при образовании этого холма.

На профиле 6МГ2 (НИС «Морской геофизик») в северной части котловины Тускарора обнаружен необычный абиссальный холм шириной 23,5 км по основанию (рис. 1, 4, б). Он имеет разновысотные склоны: высота левого достигает 660 м, правого — 330 м. Отметим также разную крутизну склонов (левый $\sim 10^\circ$, правый $\sim 5^\circ$), их шероховатость и отсутствие кайнозойского чехла (горизонты С и D). В основании юго-западного склона развит наклонный ступенчатый цоколь (флексура?), в пределах которого мощность контрастных осадков толщи D сокращается вдвое. Субстрат холма полупрозрачен, с многочисленными микродифракциями и отчасти, видимо, газонасыщен. В полосе шириной ~ 5 км он как бы прорывает контрастный мезокайнозойский чехол. Такое строение позволяет предполагать, что тело холма слагают в основном брекчия и глыбы известняков толщи А (полупрозрачные на профилях НСП шельфовые карбонаты позднего Тетиса [15, 18]), выдавленные при внедрении гранитной протрузии в квартере. Вместе с тем приподнятый цоколь юго-западного склона и утонение придонных осадков на нем в сравнении с прилегающей равниной позволяет предполагать, что на месте холма еще недавно в миоцене существовал тектонический выступ, активизированный в квартере при срыве слоев 1—4 (разновысотные и разнонаклонные склоны холма, особенно близ основания). Возможно, этот холм имеет тектоно-инъективный генезис с элементами унаследованного развития по крайней мере с миоцена. В частности, брекчированность известняков толщи А могла быть подготовлена подвижками по скрытому надвигу фундамента, с которым связаны асимметрия основания холма и подъем фундамента под цоколем его правого склона (висячее крыло разлома).

На профиле НСП 4МГ (НИС «Морской геофизик») видна часть абиссального холма близ подошвы западного склона поднятия Шатского (рис. 1, 4, в). Полуширина холма достигает 17,6 км при высоте ~ 550 м, включая нижнюю часть, погребенную под гемипелагитами толщи D мощностью 315 м (поздний миоцен — квартал). Его восточный склон выпукло-вогнутый и довольно пологий ($\sim 2^\circ$). Уплощенная вершина холма и восточный склон драпированы маломощными (~ 40 м) лессами горизонта С. Они прослеживаются на прилегающей равнине, где погребены под гемипелагитами толщи D. Таким образом, в нижней, погребенной части склона кровля горизонта С служит поверхностью локального углового несогласия, связанного с налеганием гемипелагитов. Несогласие надежно фиксирует предпозднемиоценовый возраст холма (палеорельеф) и спокойную обстановку аккумуляции гемипелагитов. Отсутствие вершинного бенча свидетельствует о подводных условиях образования холма в среднем миоцене, т. е. после затопления мел-раннекайнозойской палеосуши водами молодой Пацифики, но до начала отложения гемипелагитов и проградации осадочных лопастей Камчатского мегафана к югу [14]. В отличие от других примеров (см. выше), данный холм — практически идеальный купол докайнозойского фундамента, сформированный при внедрении гранитной протрузии.

Холмы иного генезиса. На рис. 5, а представлен самый протяженный (~ 93 км) фрагмент профиля НСП 2МГ (НИС «Морской геофизик») в присводовой части поднятия Шатского (рис. 1). Он интересен тремя полупогребенными конусами в кровле позднемезозойского чехла. Конусы венчают уступы разновысотных тектонических ступеней, ограниченных, вероятно, скрытыми разломами или флексурами. Диаметр основания конусов увеличивается слева направо от 12—13

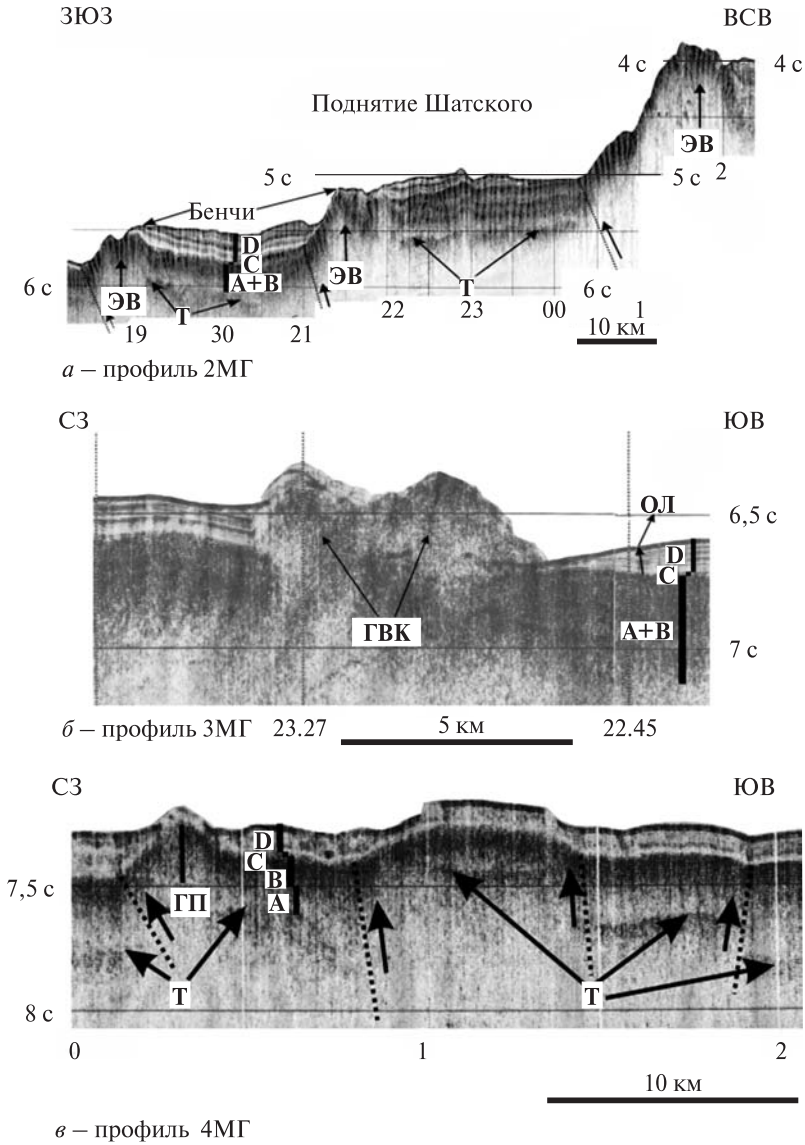


Рис. 5. Фрагменты профилей НСП участков с холмами разного генезиса а–в: ЭВ — экструзивный вулкан, ГВК — газовулканический конус, А + В — окремненные известняки позднего мезозоя на поднятии Шатского. Положение профилей см. на рис. 1

до 23,5 км. В том же направлении возрастает и их высота, определенная по левым склонам (уступы ступеней): от 190 до 240 и 910 м соответственно. Отметим пологие (до 4°) склоны конусов и их разновысотность (левые склоны существенно выше правых), обусловленную гипсометрией ступеней. На вулканический генезис конусов указывают вершинные кратеры на левом и предположительно на двух других конусах, контрастность их вершин и, очевидно, пирокластического плаща близ пикета 1 час, а также налегание на склоны конусов, местами с постседиментационным подъемом слоев контрастного позднемезозойского чехла (полностью см. этот профиль в [13]). Налегание надежно фиксирует позднемезозойский чехла

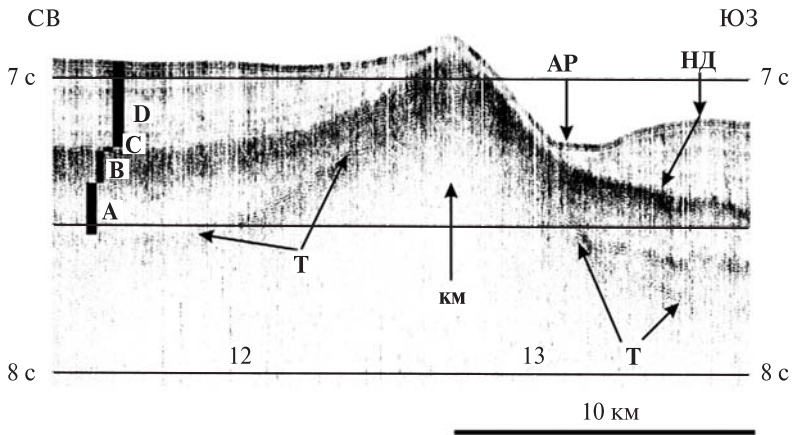
зойский возраст конусов, постседиментационный подъем — вероятно, последнее внедрение экструзий вязкой магмы (экструзивные купола). На последнее могут также указывать дифракции под вершиной правого крупного конуса на уровне ~4,5 с, которые по аналогии с прикурильскими экструзивными куполами маркируют кровлю ядра протыкания [26]. С таким дополнением с вулканическим генезисом конусов согласуется их газонасыщенность с полной потерей корреляции отражающих границ в контрастном позднемезозойском разрезе, что позволяет считать поднятие Шатского восточной частью первой абиссальной нефтегазоносной провинции [20]. С учетом подвижности поднятия [12, 13] и трансгрессивной кривой уровня Тихоокеанского в кайнозое в [29] особый интерес представляют два небольших бенча на нижней и средней ступенях. Нижний бенч срезает аномально контрастные гемипелагиты толщи **D** на глубине ~4100 м, которые с утонением поднимаются на уступ средней ступени (центральный конус). Итак, полупогребенные разновысотные конусы близ вершины поднятия Шатского — это позднемезозойские вулканы, частью абрадируемые. Продукты их абразии, аналогично окраинным морям Тихоокеанского [30], вполне могли усилить акустическую контрастность осадков толщи **D** в этом районе СЗ плиты.

Другой пример можно видеть на профиле НСП ЗМГ (НИС «Морской геофизик») также близ вершины поднятия Шатского (рис. 1, 5, б). Он интересен небольшим холмом со 100-метровым вершинным кратером и диаметром основания 6,5 км. Холм возвышается над кровлей контрастного позднемезозойского осадочного чехла. Его склоны разновысотные (левый — 105 м, правый — 260 м) и отчасти разнонаклонные (левый ~7,5°, правый ~6°). С учетом нижней части, погребенной под контрастными гемипелагитами толщи **D**, крутизна левого склона может возрасти до 24°. За счет сейсмического сноса и / или бокового отражения несколько может увеличиться и крутизна правого склона, если за его подошву принять плоское дно промоины, а не основание осадочной лопасти справа. Тело холма контрастное, местами полупрозрачное с массой дифракций и непротяженных, разнонаклонных отражающих площадок, в которых отсутствует нормальная осадочная слоистость.

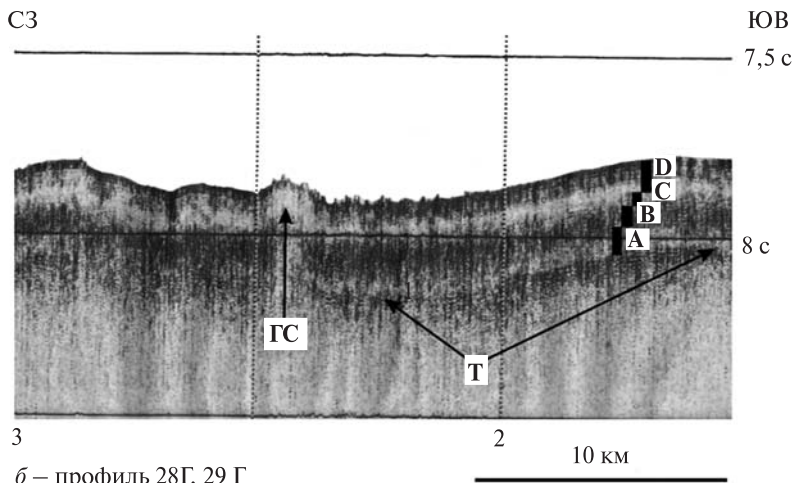
Сходное строение наблюдается и в основании холма в полосе шириной ~5 км, где в контрастном позднемезозойском чехле прерывается пологонаклонная к юго-востоку слоистость. Из изложенного можно сделать предварительный вывод о взрывной природе этой постройки (газовулканический конус), сложенной брекчией и глыбами подстилающего позднемезозойского чехла. Взрыв произошел под водой с небольшим разлетом обломков и мог быть вызван внедрением горячей интрузии в газовые пласты, залегающие среди известняков, частью окремнелых, и траппов позднего эпиконтинентального Тетиса. Время взрыва и формирования холма можно наметить по особенностям строения толщи **D**, которая к северо-западу от него состоит из трех пачек. Мощность двух нижних пачек выдержана, в том числе вблизи холма, где они полого наклонены к юго-востоку. И напротив, верхняя придонная пачка имеет переменную мощность с небольшим раздувом близ холма. При этом ее кровля полого поднимается к юго-востоку, а подошва в ту же сторону погружается, следуя наклону нижних пачек. Таким образом, время образования газовулканического конуса, видимо, можно датировать кварталом.

В следующем примере профиль НСП 18Г2 (НИС «Проф. Гагаринский») пересек юго-западную окраину южного блока поднятия Шатского с разломной зоной шириной 25 км (рис. 1, 5, *в*). Финальные траппы и вышележащий мезокайнозойский осадочный разрез формируют здесь лестницу разновысотных блоков, ограниченных разломами и поднятых на 200—400 м над прилегающей равниной ложа. В структуре зоны выделим приподнятый осевой блок с уплощенной вершиной (столовый абиссальный холм) и погребенной, вероятно рифовой, шапкой (линза прозрачных надбазальтовых карбонатов) шириной 9 км. С обеих сторон блок ограничен скрытыми разломами, которые не выделяются в прозрачных карбонатах толщи **A**. Северо-западный край этой зоны осложнен четвертичной гранитной протрузией, сформировавшей симметричный конус высотой ~60 м. Примечательно, что в рельефе опакового слоя высота этого конуса возрастает до ~200 м, его склоны становятся разновысотными и разнонаклонными, вероятно, благодаря подвижкам по краевому разлому до внедрения протрузии. Судя по разновысотности уступов в рельефе дна и мезокайнозойском разрезе, заложение разломной зоны произошло в конце поздней юры — раннем мелу после излияния финальных траппов на карбонатном шельфе позднего Тетиса. В позднем мелу — алеогене исследуемый район видимо был немного (50—100 м) приподнят над прилегающей равниной, на что указывает небольшое утонение толщи **B** к осевому блоку. В неогене-квартере произошла активизация и подновление разломной зоны с унаследованным выжиманием осевого блока и внедрением протрузии гранитов вдоль ее северо-западного края. Таким образом, здесь столь же отчетливо проявилась унаследованность в развитии структурного плана СЗ плиты в мезокайнозое.

Необычный асимметричный холм, обтекаемый абиссальным руслом с намывной дамбой, можно видеть на профиле НСП 19Г (НИС «Проф. Гагаринский») на юго-западной окраине южного блока поднятия Шатского (рис. 1, 6, *а*). Склоны холма разновысотные (70 м — левый, 210 м — правый) и разнонаклонные (2° — левый и 4° — правый). Его ширина увеличивается с глубиной от 8 км в рельефе дна до 15 км на уровне опакового слоя и кровельных траппов. С глубиной также увеличивается и высота холма, достигающая ~300 м в кровле толщи **B** и 550 м на уровне траппов. Асимметрия в строении структуры позволяет описать ее как конседиментационную моноклинали со слегка вогнутыми крыльями, связанную со скрытым надвигом в фундаменте. История моноклинали восходит к поздней юре — раннему мелу, что надежно фиксирует утонение прозрачных карбонатов толщи **A** к ее своду. В позднем мелу—палеогене во время формирования толщи **B** и, возможно, горизонта **C** подвижки по разлому прекратились, поскольку их мощность на крыльях моноклинали выдержана. В позднем миоцене—квартере разлом снова активизировался, что видно по утонению полупрозрачных гемипелагитов толщи **D** к своду моноклинали, наблюдаемому на ее левом крыле. И, напротив, на правом крыле придонные осадки накапливались с угловым несогласием в подошве (намывная дамба) и были связаны с течениями по абиссальному руслу (моут?), прижатому к моноклинали (структурная банка позднемелового-раннекайнозойского пенеплена?). Таким образом, это унаследованное, но со значительным перерывом, развитие скрытого надвига в фундаменте, с которым связано формирование конседиментационной моноклинали в мезокайнозое. После заложения Японского и Курило-Камчатского желобов



а – профиль 19Г



б – профиль 28Г, 29 Г

Рис. 6. Фрагменты профилей НСП с холмами разного генезиса а, б: **КМ** — конседиментационная моноклинал, **АР** — абиссальное русло, **НД** — намывная дамба, **ГС** — газовый столб. Положение профилей см. на рис. 1

в среднем плейстоцене и перехвата русловых турбидитов в отдельную проблему вырастает свежий облик этой и ряда других долин и их намывных дамб (придонные течения, связанные с топовихрями и / или абиссальные бури при прохождении [14, 31, 32]).

В последнем примере на рис. 6, б представлен небольшой фрагмент профилей НСП 28 и 29Г (НИС «Проф. Гагаринский») на юго-западе котловины Тускарора (рис. 1). Профили пересекают зону регионального разлома Тускарора, следующего к краевому валу Зенкевича и Курильскому желобу [13, 33]. Здесь в небольшой депрессии шириной 24 км и относительной глубиной 100 м обнаружены более десятка миниконусов высотой ~5–15 м и диаметром основания ~10–30 м. Последний за счет сейсмического сноса, вероятно, несколько завышен. На профилях НСП ИМГиГ по ложу С3 Пацифики подобные миниконусы до сих пор не описаны [12, 13, 17, 33 и др.]. Строение дна здесь традиционное для котловины Туска-

рора, включая вертикальную «нарезку» мезокайнозойского, осадочно-траппового чехла, обусловленную миграцией газа [20]. Обсуждение возможной природы миниконусов с д-ром геол.-мин. наук Н.С. Остапенко (ИГиП ДВО РАН, 16.09.2014 г.) позволяет предварительно отнести их к черным курильщикам и связать с неглубокой (до ~1 км под дном) молодой интрузией по результатам моделирования Покровского силла [34]. Возможную интрузивно-гидротермальную природу миниконусов отчасти поддерживают данные о теплотокке (рис. 1 [33]), на котором отмечены несколько точек с его повышенными значениями, а также позднекайнозойский вулканизм на Магеллановых гайотах, Гавайских о-вах и ряде других регионов ложа Пацифики [2, 35, 36 и др.].

Обсуждение результатов. Материалы высокочастотного НСП ИМГиГ, представленные в статье, и результаты их геологической интерпретации свидетельствуют о своеобразии морфологии, строения и возраста абиссальных холмов СЗ плиты Пацифики. С учетом сейсмостратиграфической привязки профилей НСП к скважинам б/с «Гл. Челленджер» (рис. 1; Геология и полезные ископаемые Охотского моря: Отчет о НИР (закл.) / ИМГиГ ДВО РАН; Рук. Г.С. Гнибиденко № ГР01860133531. — Южно-Сахалинск, 1990. — Т. 2. — С. 104—231), тектоно-стратиграфической интерпретации профиля МОГТ 1 [16, 19] и атласа сейсмопрофилей [13], приходим к выводу, что среди них доминируют асимметричные тектонические и более симметричные инъективные формы позднекайнозойского, а не позднемезозойского возраста, как обычно считают [1—8, 10—12 и др.]. В плане, структуре и истории геологического развития тектонические и инъективные холмы нередко сопряжены. Тектонические холмы имеют преимущественно моноклиналиное строение и в основном связаны с дислокациями гравитационного неоген-четвертичного срыва слоев 1—4 к юго-востоку от осевых рифтограбенов краевого вала и поднятий зоны разлома Хоккайдо. В свою очередь, более симметричные инъективные холмы имеют в основном коническое строение и сформированы предположительно гранитными протрузиями из слоя 4. Согласно [19], основные доводы в пользу гранитизации первичноосадочных подтрапповых толщ раннего Тетиса в этом слое — низкий кондуктивный теплотокк через дно и тот факт, что многочисленные холмы, горы и уступы восточного аллохтона сорванных слоев 1—4 не нарушают гладкий и пологонаклонный ($0,1^\circ$) к юго-востоку деколлемент в кровле слоя 5 (автохтон), почти непрерывно прослеженный на расстоянии 650 км на профиле МОГТ 1 (см. рис. 1, в [19, 21]). Таким образом, гранитные протрузии и морфоструктура восточного аллохтона с моноклиналильным поднятием Шатского во фронте являются бескорневыми. В зоне срыва маловероятна идея [12] о верхнемантийных серпентинитовых ядрах протыкания, где, на первый взгляд, предпочтительнее вариант с серпентинизацией перидотитов в слое 4 [13, 37, 38]. Однако и он встречает несколько затруднений. Так, бурением не доказано просачивание масс морской воды через покровные лессы горизонта С и плотный опаковый слой кремней и глин [39]; на трансгрессивной кривой уровня Пацифики в кайнозойе в [29] нет спадов, которые бы фиксировали изъятие значительных масс воды на серпентинизацию перидотитов, кроме квартера (ледниковые эпохи); серпентиниты в ряде регионов (Корякия, п-ов Шмидта на Северном Сахалине и др.) слагают аллохтонные тектонические пластины и чешуи [40, 41], т. е. не куполоформирующие, в отличие от гранитов или вязких магм кислого и среднего состава [25—26].

Ряд выводов работы требует специального изучения, например, унаследованное развитие морфоструктурного плана СЗ плиты в мезокайнозое с активными и пассивными фазами (формирование абиссальных холмов на месте структурных банок позднемелового — раннекайнозойского пенеппена или конседиментационная моноклиналь на рис 6, *a* с продолжительной фазой покоя в позднем мелу — палеогене — раннем миоцене). Интересно, что подобные паузы в мезокайнозойской истории СЗ плиты вряд ли возможны, если предполагать ее непрерывное смещение от Восточно-Тихоокеанского поднятия к Японо-Курило-Камчатской континентальной окраине [3—7, 10, 38]. Важно отметить локальные проявления донеогеновых, вероятно, гравитационных смещений по разломам как предпосылок к последующему срыву слоев 1—4 в неогене — квартере. Возможно, с дислокациями восточного аллохтона связаны дробление и последующее выдавливание при внедрении гранитных протрузий брекчий и глыб карбонатной толщи А поздней юры — раннего мела или их взрывной выброс (газовулканический конус на рис. 5, *b*).

Уместно отметить признаки ограниченной тектонической и магматической активности подстилающей мантии, с которой связаны позднемезозойские вулканические (возможно экструзивные) конусы на поднятии Шатского (рис. 5, *a*), интрузии жидкой магмы (молодые черные курильщики в котловине Тускарора, рис. 6, *b*) и редкие значения повышенного теплопотока (рис. 1).

Сопоставляя исследованные абиссальные холмы СЗ плиты с пятью типами ритмических холмов Восточно-Тихоокеанского поднятия, для которых в [6] предполагается тектонический, вулканический или смешанный генезис, можно заключить, что в строении первых практически нет признаков ритмичности, кроме отчасти рис. 4, *a* с цепью инъективных холмов. Кроме того, здесь отсутствуют признаки и подводной вулканической деятельности, кроме трех поздне-мезозойских вулканических конусов на рис. 5, *a*, а большинство конических холмов связаны с позднекайнозойскими гранитными протрузиями (рис. 3—4, *a—e*; [19]). Надо сказать, что граниты, как и углеводороды, в геологии ложа Тихого и других океанов несомненно станут новым объектом и направлением будущих геолого-геофизических исследований как с точки зрения предполагаемой древней континентальной коры региона [42], так и оценок масштабов опускания ложа СЗ Пацифики в результате формирования бескорневых гранитных протрузий.

Выводы

По результатам интерпретации материалов высокочастотного (120—150 Гц) НСП ИМГиГ и глубоководного бурения (сейсмостратиграфия мезокайнозойского чехла) СЗ плиты Пацифики исследовано строение и относительный возраст ряда абиссальных холмов. Показано, что среди них, с учетом профилей НСП в атласе В.Н. Патрикеева [13], преобладают асимметричные, тектонические и более симметричные, инъективные формы неоген-четвертичного возраста. Первые имеют моноклиналиное строение и обусловлены дислокациями гравитационного срыва слоев 1—4 (восточный аллохтон), вторые — коническое строение и связаны с бескорневыми гранитными протрузиями из слоя 4. Описаны также несколько холмов иного генезиса (молодой газовулканический конус и три позднемезозойских вулканических постройки на поднятии Шатско-

го; разломная зона, конседиментационная моноклираль и предполагаемые черные курильщики в котловине Тускарора). При анализе профилей НСП обнаружены признаки унаследованного морфоструктурного развития СЗ плиты в мезокайнозой с активными и пассивными фазами, иногда продолжительными, включая переход от обстановок карбонатного шельфа позднего Тетиса к лессам Пацифики и фанам молодой Пацифики, а также региональная газоносность поднятия Шатского. Намечены новые объекты и направления в геологии, тектонике и геоморфологии абиссальных холмов и СЗ плиты в целом для будущих геолого-геофизических исследований.

Автор благодарен К.О. Дашковскому и М.В. Сеначину за помощь в компьютерной подготовке графики статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гершинович Д.Е., Леонтьев О.К. Абиссальные холмы как генетический тип рельефа Мирового океана // Геоморфология. — 1983. — № 4. — С. 14—22.
2. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. — М.: Мир, 1966. — 274 с.
3. Кеннет Дж. П. Морская геология. В 2-х томах. — М.: Мир, 1987. — 397 с.; 384 с.
4. Океанографическая энциклопедия. — Л.: Гидрометеониздат, 1974. — 631 с.
5. Luendyk V.P. Origin and history of abyssal hills in the Northeast Pacific // Bull. Geol. Soc. Amer. — 1970. — **81**, No 8. — P. 2237—2260.
6. MacDonald K.C., Fox P.J., Alexander R.T. et al. Volcanic growth faults and the origin of Pacific abyssal hills // Nature. — 1996. — **380**, No 6570. — P. 125—129.
7. Naugler F.R., Rea D.K. Abyssal hills and sea-floor spreading in the Central North Pacific // Bull. Geol. Soc. Amer. — 1970. — **81**, No 10. — P. 3123—3128.
8. Васильев Б.И. Геологическое строение и происхождение Тихого океана. — Владивосток: Дальнаука, 2009. — 560 с.
9. Макаренко Г.Ф. Планетарные горные дуги и мифы мобилизма. — М.: Космосинформ, 1993. — 280 с.
10. Пишон Ле К., Францито Ш., Боннин Ж. Тектоника плит. — М.: Мир, 1977. — 288 с.
11. Тектоника плиты Картографов (Тихий океан). — М.: Наука, 1988. — 88 с.
12. Ханкишиева Л.М. Строение осадочного чехла возвышенности Шатского: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 04.00.10 / ИО РАН. — М., 1989. — 24 с.
13. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. — М.: ГЕОС, 2009. — 208 с.
14. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. — Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. — С. 21—41.
15. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия мезозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. — Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. — С. 5—20.
16. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л. Сейсмостратиграфия Северо-Западной плиты Тихого океана на профиле МОГТ // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. — Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. — С. 42—64.
17. Ломтев В.Л. Мезокайнозойский пенеплен в Северо-Западной Пацифике // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана. — Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. — Т. 2. — С. 38—53.
18. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сергеев К.Ф. и др. Пацифида, Тетис и Пацифика // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России: Докл. междунаrodn. науч. симп. — Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. — Т. 1. — С. 131—144.

19. Ломтев В.Л. Новые данные по тектонике и магматизму СЗ Пацифики // Геол. и полезн. ископ. Мирового океана. — 2008. — № 4. — С. 93—105.
20. Ломтев В.Л. Газоносность ложа СЗ Пацифики // Геол. и полезн. ископ. Мирового океана. — 2014. — № 1. — С. 69—80.
21. Ломтев В.Л. К строению ложа СЗ Пацифики на профиле МОГТ 1: стратиграфические аспекты // Геол. и полезн. ископ. Мирового океана. — 2014. — № 3. — С. 87—100.
22. Ломтев В.Л. К строению и сейсмотектонике тихоокеанского склона островной дуги Хонсю (в связи с Великим Японским землетрясением 11.03.2011 г.) // Геол. и полезн. ископ. Мирового океана. — 2012. — № 2. — С. 40—52.
23. Ломтев В.Л., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А. Особенности строения и сейсмотектоники Курильской системы дуга-желоб // Геол. и полезн. ископ. Мирового океана. — 2013. — № 3. — С. 94—109.
24. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. — М.: Научный мир, 2011. — 368 с.
25. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы. — Л.: ВСЕГЕИ, 1987. — 36 л.
26. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Новые черты строения подводных конических гор и холмов у подножия охотской окраины Курильской дуги (по данным НСП) // Геол. и полезн. ископ. Мирового океана. — 2015. — № 1. — С. 32—45.
27. Ярошевский В.М. Тектоника разрывов и складок. — М.: Недра, 1981. — 245 с.
28. Mammerickx J. A deep-sea channel in the Northwest Pacific Basin // Mar. Geol. — 1980. — **34**. — P. 207—218.
29. Хосино М. Морская геология. — М.: Недра, 1986. — 432 с.
30. Селиверстов Н.И. Сейсмоакустические исследования переходных зон. — М.: Наука, 1987. — 112 с.
31. Холлистер Ч.Д., Науэлл А.Р.М., Джумарс П.А. Непokoйные глубины // В мире науки. — 1984. — № 5. — С. 4—16.
32. Козлов В.Ф. Модели топографических вихрей в океане. — М.: Наука, 1983. — 200 с.
33. Тектоника северо-западной части Тихого океана. — М.: Наука, 1983. — 118 с.
34. Остапенко Н.С., Нерода О.Н., Бородавкин С.И. Экспериментальное моделирование конвекции рудообразующего флюида над внедрившимся в гидротермальную систему магматическим силлом (ситуация С-В фланга Покровского месторождения) // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Третья Всерос. науч. конф. — Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2014. — Т. 1. — С. 150—153.
35. Лыгина Т.И. Внутриплитная вулканическая и гидротермальная активность в океане — новые факты // Природа. — 2010. — № 5. — С. 36—45.
36. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. — Геленджик: ФГУП ГНЦ «Южморгеология», 2005. — 230 с.
37. Каракин А.В., Лобковский Л.И., Николаевский В.Н. Образование серпентинитового слоя океанической коры и некоторые геолого-геофизические исследования // ДАН. — 1982. — **265**, № 3. — С. 572—576.
38. Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. — Петропавловск-Камчатский, 2009. — 191 с.
39. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. — М.: Недра, 1984. — 251 с.
40. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корьякском нагорье. — М.: Наука, 1978. — 122 с.
41. Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. — М.: Наука, 1986. — 92 с.
42. Малеев Е.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. — М.: Наука, 1975. — 256 с.
43. Choi D. Continental crust under the NW Pacific Basin // J. Petrol. Geol. — 1987. — **10**, No 4. — P. 425—440.

Статья поступила 23.03.2015

В.Л. Ломтев

**АБИСАЛЬНІ ПАГОРБИ ПнЗх ПЛИТИ ПАЦИФІКИ:
ОСОБЛИВОСТІ БУДОВИ ТА ВІДНОСНИЙ ВІК**

За даними НСП та сейсмостратиграфії мезокайнозойського осадово-трапового чохла розглянуто особливості будови й відносний вік абисальних пагорбів СЗ плити Пацифіки. Серед них домінують асиметричні тектонічні й більш симетричні ін'єктивні пагорби пізньокайнозойського віку, без ознак вулканічної діяльності. Тектонічні пагорби зв'язані переважно з розломами східного алохтону (зрив шарів 1—4), ін'єктивні пагорби — із безкореневими гранітними протрузіями із шару 4. У будові ряду пагорбів виявлено комбінування тектонічного і ін'єктивного процесів і ознаки успадкованого розвитку від попередньої епохи пенепленізації. Описано також кілька пагорбів іншого генезису.

Ключові слова: *СЗ плита Пацифіки, мезокайнозойський чохол, абисальний пагорб, зрив, гранітна протрузія.*

V.L. Lomtev

**ABYSSAL HILLS OF THE NW PACIFIC PLATE:
FEATURES OF STRUCTURE AND RELATIVE AGE**

Features of structure and relative age of abyssal hills of NW Pacific plate are considered by data of SCP and Meso-Cenozoic sedimentary-trapp cover seismostratigraphy. Asymmetric tectonic and more symmetric injected hills of Late Cenozoic age and without signes of volcanic activites dominate among them. Tectonic hills are connected with eastern allochthon faults (glide of Layers 1—4), injected hills — with unroot granitic protrusions from Layer 4. The combination of tectonic and injective basis in some hill structures and signes of inherited development from previos peneplanation epoch are displaid. Some hills of other origin also described.

Key words: *NW Pacific plate, Meso-cenozoic cover, abyssal hills, glide, granitic protrusion.*