

УДК 550.834:551.76 (265.5)

## К СТРОЕНИЮ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНО-ТРАППОВОГО ЧЕХЛА ЛОЖА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ (Прикурильская часть)

*В. Л. Ломтев*

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

E-mail: lomtev@imgg.ru

По результатам интерпретации данных МОВ и бурения рассмотрены строение и обстановки формирования мезокайнозойского чехла прикурильской части ложа Северо-Западной (СЗ) Пацифики. Чехол слагают финальные эффузивные траппы позднего мезозоя, мелководные трансгрессивные карбонаты позднего эпиконтинентального Тетиса (толща **A**, региональный коллектор углеводородов), опаковый слой, или толща **B**, как его прибрежная региофация (региональный флюидоупор), горизонт **C** пестрых немых лессов палеосуши Пацифиды, туффито-кремнисто-глинистая толща (**D**) молодой глубоководной Пацифики (миоцен – квартал). Намечены новые направления и проблемы в морской и нефтегазовой геологии этого региона.

**Ключевые слова:** ложе СЗ Пацифики, мезокайнозойский чехол, траппы, палеогеография, региофация, сейсмофация, фан.

Первые рекогносцировочные профили низкочастотного (60–120 Гц) НСП МОВ (непрерывное сейсмическое профилирование методом отраженных волн) на северо-западе ложа Пацифики и частью используемая терминология (прозрачный слой – кайнозойский чехол, опаковый или непрозрачный слой – позднемеловые пестрые кремни и глины толщи **B**) представлены в работе Эвинг Дж. с соавторами (Ewing et al., 1968). Они показали утонение осадочного кайнозоя на ложе к юго-востоку от Курило-Камчатской системы дуга – желоб, что интерпретировалось как результат деятельности приповерхностных течений и было поддержано многими исследователями (Курносов, 1982; Initial..., 1971–1981). Заметим, что общепринятые представления о геологическом строении и истории формирования ложа Тихого океана основывались на его юрско-меловом (прежде рифей-палеозойском) возрасте, тонкой (5–10 км) океанической коре, пелагической седиментации в открытом океане и гемипелагической – в краевой части, отсутствии континентальных, прибрежных и шельфовых отложений и траппов, а также условий для термогенерации, аккумуляции и консервации залежей углеводородов, мел-палеогеновом возрасте Курило-Камчатского и Японского глубоководных желобов как ловушек турбидитов. Сотни скважин Проекта глубоководного бурения почти не поколебали эти представления, которые стали опираться на новые тектоно-магматическую и отчасти осадоч-

ную основы, сформулированные в теории тектоники литосферных плит (Кеннет, 1987).

По мере изучения геоморфологии и геологического строения тихоокеанских окраин Японской и Курило-Камчатской островных дуг, смежных глубоководных желобов и прилегающего ложа стали накапливаться факты, выходящие за контуры, очерченные в работах сторонников теории тектоники плит. Среди них упомянем геологическую молодость тихоокеанских желобов (0,5–1,0 млн лет; Ломтев, Патрикеев, 1988; Ломтев, 2013а), конусы выноса и абиссальные каналы за желобом (Накве, Обручева и др.; Mammertickx, 1980; Тектоника..., 1983), Камчатский контурный мегафан в котловине Тускарора (Ломтев и др., 1997), крупную астроблему ИМГиГ в котловине Картографов (Немченко и др., 1997; Ломтев и др., 2004), признаки региональной газонности прикурильской части ложа и Северо-Западной (далее СЗ) плиты Пацифики (Ломтев, 2013б). В связи с этим будет интересно вернуться к работам (Патрикеев и др., 1997; Ломтев и др., 1997) по строению осадочно-траппового мезокайнозоя, включая покрывки и коллекторы углеводородов (УВ).

**Фактический материал и особенности его интерпретации.** Данная работа является журнальной версией двух статей по экспресс-сейсмостратиграфии мезозойского и кайнозойского чехлов СЗ плиты Пацифики в 8-томном сборнике ИМГиГ, 1997, Т. 4 (Патрикеев и др., 1997; Ломтев и др., 1997). В статьях проведен анализ данных НСП МОВ и бурения по 6,

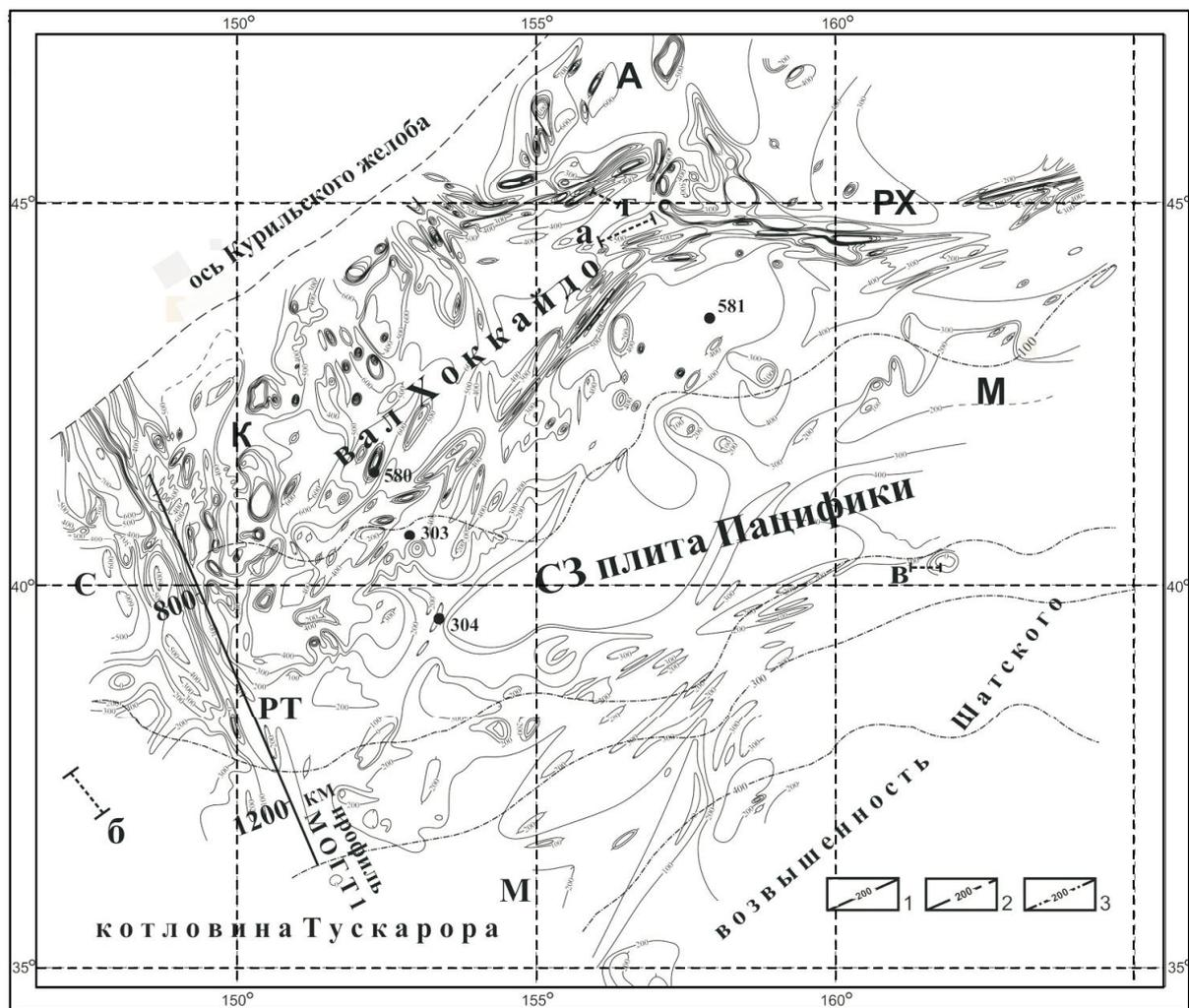


Рис. 1. Карта изопахит осадочного кайнозоя (1 – установленные, 2 – предполагаемые) и надбазальтового позднего мезозоя (3) СЗ плиты Пацифики с положением фрагментов профилей НСП (рис. 2, а–г), профиля МОГТ 1 и скважин «Гл. Челленджера» (Геология..., 1990; Ломтев и др., 1997). Изопахиты в метрах. А, К, С – фаны Авачинского, среднекурильских и Сангарского каньонов; М – Камчатский контурный мегафан; РХ, РТ – разломы Хоккайдо и Тускарора

Fig. 1. Isopach map of sedimentary Cenozoic (1 – fixed, 2 – assumed) and overbasaltic Late Mesozoic (3) of the NW Pacific plate with the location of fragments of SCP profiles, CDP 1 profile, and wells of «Glomar Challenger» (Геология..., 1990; Ломтев и др., 1997). Isopachies in meters. А, К, С – Avacha, mid-Kuril, and Sangar canyon fans; М – Kamchatka contour megafan; РХ, РТ – Hokkaido and Tuskarora faults

19, 20, 32, 56, 57, 61, 86 рейсам б/с «Гл. Челленджер» (Initial Core..., 1982; Initial..., 1971–1981) и их обстоятельный обзор Е. М. Рудичем (1984). Сейсмопрофилирование проводилось на скорости 5–10 узлов в рейсах НИС «Пегас», «Морской геофизик» и «Проф. Гагаринский», выполненных в основном в рамках проекта д. г.-м. н. Г. С. Гнибиденко «Тихоокеанские трансекты». Стратиграфическая привязка сейсмопрофилей дается для каждой скважины Проекта глубоководного бурения (Initial..., 1971–1981; и др.); профили НСП ИМГиГ привязаны только к скв. 303, 304, 580 и 581 (рис. 1; Геология..., 1990). По данным акустического каротажа на б/с «Гл. Челленджер», скорость распространения продольных волн в кайнозойских отложениях варьирует от

1,6 до 1,7 км/с, а в отложениях позднего мезозоя увеличивается до 3,0–3,3 км/с.

На рис. 1 представлены карта изопахит надбазальтового осадочного мезозоя и кайнозоя, построенная В. Н. Патрикеевым (Геология..., 1990), и несколько фрагментов временных разрезов (далее профилей) высокочастотного (~120–150 Гц) НСП МОВ. Батиметрическая и структурная (по кровле опакового слоя – Ломтев и др., 1997; Ломтев, 2013б) карты, а также карта изопахит надбазальтового осадочного мезозоя (рис. 1, 2) и кайнозоя построены Г. С. Немченко по результатам межгалсовой корреляции профилей НСП ИМГиГ протяженностью свыше 20000 км и линейной интерполяции на удалении от них (Геология..., 1990). На профилях НСП видимый геологиче-

ский разрез ложа снизу вверх слагают контрастные финальные траппы поздней юры – раннего мела; вмещающие траппы и надбазальтовые шельфовые карбонаты поздней юры – раннего мела (прозрачная толща **A**) позднего эпиконтинентального Тетиса; его контрастные прибрежные фации конца раннего-позднего мела (опаковый слой, или толща **B**); маломощный горизонт **C** переменной контрастности пестрых абиогенных алевропелитов палеогена – раннего миоцена (лессы палеосуши Пацифиды); контрастные, гемитерригенные (**D2**) и полупрозрачные, гемипелагические (**D1**) осадки толщи **D** среднего-позднего миоцена – раннего-среднего квартера (фации молодой глубоководной Пацифики), слагающие внешнее аккумулятивное подножие Японо-Курило-Камчатской окраины в районе краевого вала Зенкевича (фаны каньонов с абиссальными каналами) и контурный Камчатский мегафан в котловине Тускарора, на севере поднятия Шатского и котловины Картографов.

Методика сейсмостратиграфического анализа данных многоканальной нефтегазовой сейсморазведки МОГТ подробно изложена в «Сейсмической стратиграфии...» (1982), но к профилям НСП применяется впервые. Ее ключевыми моментами являются геометрия и изохронность отражающих границ, разный сейсмический имидж траппов и осадочных толщ Тетиса и Пацифики, региональные несогласия, например, угловое и азимутальное в кровле горизонта **C**, непротиворечивая увязка сейсмических разрезов с материалами глубоководного бурения, особенно 82-го рейса «Гл. Челленджер» с почти 100%-ным выходом

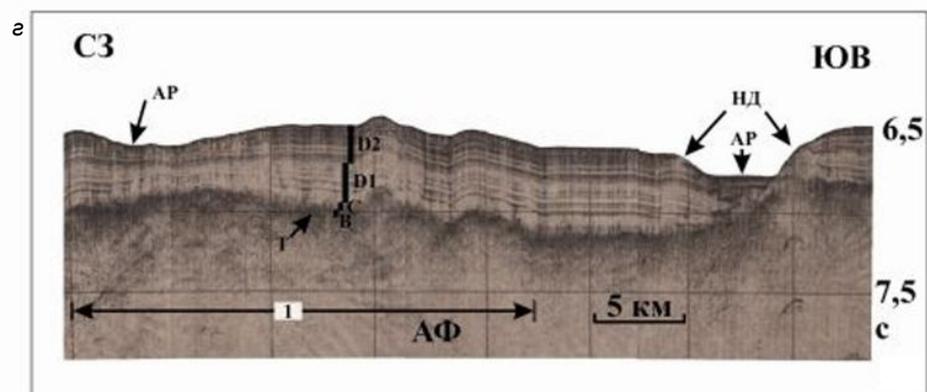
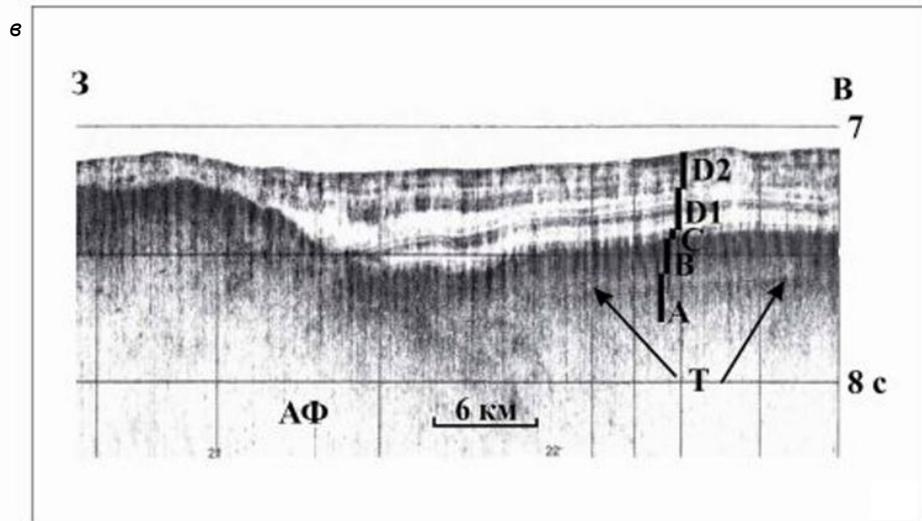
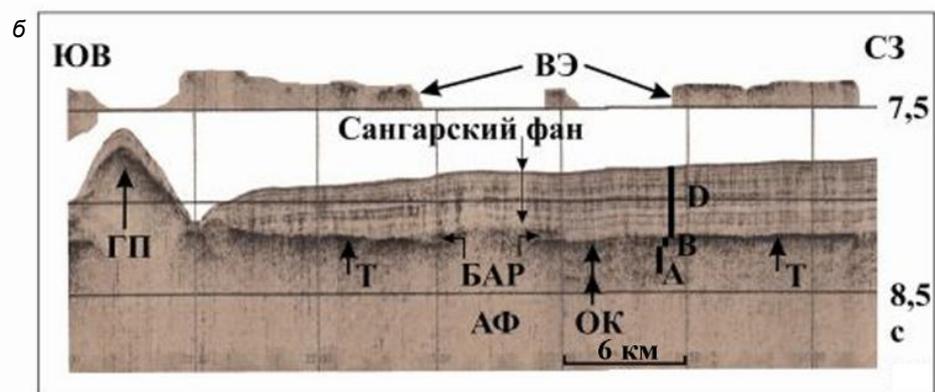
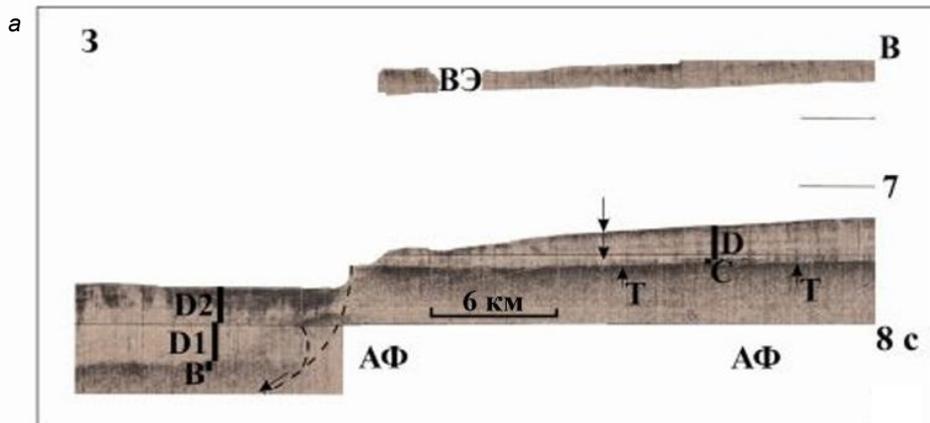
керна, позволяющая судить о палеогеографии и обстановках осадконакопления в мезокайнозое.

Финальные мезозойские траппы слоя 2 слагают низы видимого на профилях НСП разреза. Их самый древний, позднеюрский возраст установлен скв. 801 на севере Восточно-Марианской котловины по перекрывающим радиоляритам кимериджа – титона (Scientific..., 1990). В котловине Тускарора аналогичный возраст финальных траппов предполагает Р. Леман по копролитам позднеюрских ракообразных рода *Favreina salevensis* (Pareijas) в кальцитовых жиле толщиной 2 см в средней части 8-метрового базальтового потока, вскрытого скв. 304 (Initial..., 1971–1981). В скв. 49 близ основания южного блока поднятия Шатского он определен по отсутствию неоконских кокколлитов рода *Nannoconus* в окремнелом писчем мелу, а в скв. 50 – по базальным конгломератам (базальты, яшмы), драпированным писчим мелом кимериджа – раннего титона (Рудич, 1984). Самые молодые потоки базальтов обнаружены в скв. 192 на поднятии Обручева, где их перекрывают известняки среднего маастрихта. Вероятно, столь же молод базальтовый элювий в скв. 581 под мощной валунно-галечной отмосткой из местной аргиллитовой и кремниевой гальки (береговая линия конца мела – палеогена). Базальты имеют шаровую (пиллоу-лавы), но чаще потоковую текстуру, возникают при подводных (котловина Тускарора) и наземных (краевой вал и поднятия зоны разлома Хоккайдо) излияниях соответственно. Это пористые и выветрелые породы, местами разложенные до коричневой (толеитовой, по М. Маршаллу) глины.



Рис. 2. Фрагменты профилей НСП на СЗ плите Пацифики. Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега, вертикальные линии – получасовые марки времени: *a* – зона разлома Хоккайдо с рифтограбеном и столовым (абразионным) плато мезокайнозойского пенеплена, драпированным лопастью Авачинского фана. Стратиграфия чехла: **A** – карбонатная толща поздней юры-раннего мела, **B** – кремнисто-глинистая толща конца раннего-позднего мела (опаковый горизонт), **C** – лессовый горизонт палеогена – раннего миоцена, **D** – туффито-кремнисто-глинистая толща раннего-среднего миоцена – квартера. **АФ** – акустический фундамент, **T** – финальные траппы поздней юры – раннего мела, **ВЭ** – водное эхо. Пунктир со стрелкой – краевой сброс и предполагаемое смещение по нему; *b* – восточная окраина вала Хоккайдо близ Сангарского фана с гладкими, вероятно абрадированными, траппами и осадочным карманом (**ОК**) толщи **A**, **ГП** – гранитная протрузия; *в* – основание западного склона поднятия Шатского со спокойным налеганием контуритов Камчатского мегафана (горизонты **D1**, **2**) на палеорельеф (электронная версия атласа В. Н. Патрикеева, 2009); *г* – зона разлома Хоккайдо с Авачинским фаном, абиссальными руслами (**АР**), обвалованными намывными дамбами (**НД**) и зоной молодых постседиментационных деформаций фундамента (1), связанных со срывом слоев 1–4

Fig. 2. Fragments of SCP profiles on the NW Pacific plate. Vertical scale in two-travel time seconds, vertical lines show one-half time marks: *a* – Hokkaido fault zone with riftograbens and table (abraded) plateau of Meso-Cenozoic penneplain, draped by the vine of the Avacha fan. Cover stratigraphy: **A** – Late Jurassic-Early Cretaceous carbonate strata, **B** – Uppermost Early-Late Cretaceous cherty-clay strata (opaque horizon), **C** – Paleogene-Early Miocene loess horizon, **D** – Early-Middle Miocene – Quaternary tuffite-siliceous-mud strata. **АФ** – acoustical basement, **T** – final traps of Late Jurassic-Early Cretaceous, **ВЭ** – water echo. Dotted line with an arrow shows the border fault and the assumed displacement along it; *b* – eastern edge of the Hokkaido rise near the Sangar fan with smooth, probably abraded, traps (**T**) and a sedimentary window (**ОК**) of strata **A**, **ГП** – granitic protrusion; *в* – western slope foot of the Shatsky rise with the calm onlap of contourites of the Kamchatka megafan (horizons **D1**, **2**) on the paleorelief (e-version of V. N. Patrikeev atlas, 2009); *г* – Hokkaido fault zone with the Avacha fan, abyssal channels (**АР**), levees (**НД**), and the zone of young post-sedimentary deformations of the basement (1), connected with Layers 1–4 glide



На профилях НСП финальные траппы опознаются по контрастному облику, микродифракциям (элювий), пластовому, местами ярусному строению с редкими окнами (осадочные карманы) и короткой горизонтальной расслоенностью в котловине (см. рис. 2,а–г и профили НСП в атласе В. Н. Патрикеева, 2009). Водные эхо на краевом валу свидетельствуют о гладкой поверхности траппов, связанной с абразионным срезом и шлифовкой в эпоху позднего Тетиса (см. рис. 2,а,б). На профиле МОГТ 1 траппы переслаиваются с осадочными отложениями, формируя горизонтальную расслоенность слоев 2 и 3 с пологим наклоном к востоку ( $3-5^\circ$ ) от краевого вала и до  $2^\circ$  – к югу от поднятий зоны разлома Хоккайдо на профилях НСП. Излияния лав происходили, вероятно, из трещин и щитовых вулканов (Патрикеев и др., 1997). Интервал между ними при мощности 150 м и скорости накопления межбазальтовых карбонатов 5 м/млн лет составит 30 млн лет. На мелководные обстановки излияния лав указывает небольшой коралловый риф (миниатолл, см. рис. 5,в, Ломтев, 2013б) с субвертикальными стенками, барьерным рифом, внутренней лагуной с центральным рифом. Над центральной постройкой атолла в перекрывающих отложениях наблюдается резкое затухание сейсмозаписи, которое обычно связывают с избыточной газонасыщенностью отложений (газовый столб). Поскольку риф вырос на кровельных траппах, следовательно, глубина позднего Тетиса в период его формирования увеличилась с 50 до 150 м (мелкое море). Эта оценка в несколько раз меньше той (600–1000 м), которую дают на основании пузырчатой текстуры базальтов (Рудич, 1984). Отмирание рифа, скорее всего, явилось следствием обмеления моря из-за крупной регрессии позднего Тетиса в конце раннего – позднем мелу.

Итак, финальные мезозойские траппы, по данным НСП, МОГТ и бурения, являются в основном эффузивными траппами, образующими структурный каркас пластовых аккумулятивных равнин ложа СЗ Пацифики. Один из лучших примеров строения прибрежных траппов мощностью 550 м дает скв. 461 в котловине Науру (Ломтев и др., 2004; Initial..., 1971–1981). Из-за вторичной пористости траппы вполне могут аккумулировать УВ в литологических и/или структурных ловушках.

**Карбонатная толща А.** Охватывает интервал сейсмического разреза от финальных траппов до времени, когда отмечается резкое увеличение интенсивности отраженных волн (А на рисунках). Имеет отчетливую подошву и неровную, с холмами и карманами, кровлю (см. также профили НСП в атласе В. Н. Патрикеева, 2009). В ее со-

ставе преобладают известняки, местами кремне-песчаные, писчий мел, наноилы, отлагавшиеся, судя по макрофауне (гастроподы, пелелиподы, мшанки, ежи, иноцерамы) и валунно-галечному материалу, на мелководье позднего Тетиса. Заметим, что карбонаты региона имеют аномально пеструю окраску (оттенки коричневого цвета), вызванную привнесом пестрых алевропелитов толщи В и лессов горизонта С в бассейн Тетиса. Имидж толщи выдержан по разрезу и площади (прозрачная толща). Редкие и слабоинтенсивные отражения протяженностью до нескольких километров связаны с линзами глин или кремне-песчаных известняков. В окнах бронирующих траппов вдоль восточного края краевого вала облик толщи более контрастен из-за тонких прослоев терригенных осадков, указывающих на близость береговой линии (см. рис. 2,б). Вблизи скв. 303, 304 мощность толщи А около 40 м, возрастной диапазон 128–135 млн лет, скорость осадконакопления – около 6 м/млн лет. Утонение (до первых десятков метров) и выклинивание толщи наблюдаются вдоль восточного края вала Хоккайдо и параллели  $40^\circ$  с. ш. (берег позднего Тетиса; см. рис. 1). К востоку ее мощность постепенно увеличивается до 400 м близ южного блока поднятия Шатского и до 500 м – на его вершине. В том же направлении наблюдается пологое ( $\sim 2^\circ$ ) погружение этой толщи. На юге котловины Тускарора толща А выполняет расчлененный домеловой палеорельеф в окрестностях юга поднятия Шатского и с приближением к горам Мид Пасифик замещается терригенными глинами, аргиллитами и сланцами (Initial..., 1971–1980). Возраст осадков в подошве толщи омолаживается от поднятия Шатского (поздняя юра) к краевому валу (ранний мел). Полагают, что в ту же сторону омолаживается возраст кровельных траппов и линейных магнитных аномалий (Тектоника..., 1983). Шероховатость кровли толщи А на профилях НСП в котловине Тускарора (см. рис. 2,в) связывалась с закарстованностью известняков в эпоху продолжительной ( $\sim 80$  млн лет) пенепленизации региона (Ломтев и др., 2004). Однако на тех площадях, где она сложена наноилами (окрестности скв. 303, 304), ее, видимо, следует связывать с проседанием опакового слоя и совмещением толщ А и В. Утонение и выклинивание прозрачных надбазальтовых карбонатов от юга поднятия Шатского к валу Хоккайдо можно видеть на одном из профилей НСП в отчете по 32-му рейсу «Гл. Челленджер» (Initial..., 1971–1980) или у тальвега Японского желоба на одном из профилей МОГТ в работе А. Мацузавы с соавторами (Matsuzawa et al., 1980). Пористость мелководных, частью рифовых, известняков, а также последующие закарстованность в эпоху пенепленизации и дислоцированность при срыве слоев

1–4 позволяют рассматривать их как региональный коллектор УВ с ловушками различного типа (Ломтев, 2000, 2013б).

**Кремнисто-глинистая толща В (опаковый слой).** Имеет уникальный контрастный облик и высокую дифференциацию разреза при скорости распространения продольных волн в нем свыше 3 км/с. На профилях НСП характеризуется интерференцией разнонаклонных отражающих площадок высокой интенсивности и линзовидно-бугристо-слоистым строением с неровной (карманы) подошвой на площади распространения карбонатной толщи. В отличие от последней она развита на краевом валу, где залегает на траппах и имеет стратиграфически четкую подошву (см. рис. 2,б). Кровля толщи как правило шероховатая с перепадами рельефа до первых десятков метров (см. рис. 2,а; см. также профили НСП в атласе В. Н. Патрикеева, 2009). Такое строение толщи имеет на краевом валу, большей части котловины Тускарора и северных отрогах поднятия Шатского. На юге поднятия в ее разрезе появляются линзы и пачки горизонтально- и косослоистых осадков. Здесь и в окрестностях гор Мид Пасифик толща имеет горизонтально-слоистое строение и четкие стратиграфические ограничения. В плане мощность толщи **В** постепенно увеличивается от 0–50 м на вале Хоккайдо на широте Средних Курил и в окрестностях одноименного разлома (зона выклинивания) до 300 м к юго-востоку близ южного блока поднятия Шатского. Изменение ее мощности сопровождается омоложением осадков в кровле от 94 (скв. 303, 304) до 85 (скв. 196) и 80 млн лет (скв. 198) (Initial..., 1971–1980). Поскольку толщу **В** подстилают шельфовые карбонаты, а перекрывают пестрые абиогенные лессы горизонта **С** (см. рис. 2,в, г), то в соответствии с законом Вальтера – Головкинского ее следует рассматривать как прибрежно-морскую региофазию позднего Тетиса. Такие условия седиментации позволяют связывать слоистые сейсмофазии толщи **В** с лагунами и мелководными заливами, а шероховатые, линзовидно-бугристые сейсмофазии – с прибрежными равнинами с песчаным (эоловым) микрорельефом. Морские и субэральные фазии нередко замещают друг друга по латерали и вертикали, фиксируя осцилляции уровня, хотя в материалах бурения пески и песчаники в составе опакового слоя пока не обнаружены (Initial..., 1971–1980). Текстура кремней на микрофотографиях в буровых отчетах тонкополосчатая, сходная с ленточными (варвы) глинами, иногда с микрорябью. Порцелланиты встречаются реже кремней и, судя по скв. 305, представляют собой окремельные известняки с массивной текстурой. Тренд разрастания мощности толщи **В** к юго-востоку от краевого вала указывает на крупную регрессию поздне-

го Тетиса в позднем мелу – палеогене. Прибрежные обстановки формирования опакового слоя можно видеть на рис. 10 в статье В. Н. Патрикеева с соавторами (1997) с асимметричной антиклиналью с уплощенным, абрадированным сводом, сложенным траппами. Абразия свода определяется по отсутствию отложений толщ **А** и **В** (минигайот). Поскольку мощность первой на крыльях складки выдержана (100–150 м), а мощность второй варьирует, то образование складки и абразия ее вершины происходили в конце раннего – позднем мелу.

По данным бурения, толща **В** сложена глинами с прослоями и желваками биогенных кремней. По площади и в разрезе соотношение кремней и глин варьирует (скв. 304, 581). Цвет отложений везде пестрый с преобладанием коричневого и его оттенков. Глины тонкодисперсные, цеолитсодержащие. Кремнистый материал представлен высоко преобразованной халцедон-кварцевой модификацией. Скорость осадконакопления составляла около 5 м/млн лет. Важно отметить, что бугристо-линзовидное строение толщи **В** наблюдается и в районах, где подстилающие породы, включая кровельные траппы, залегают субгоризонтально и не деформированы. В связи с этим уникальный облик этой толщи имеет первично-осадочное происхождение. С учетом прочности кремней, фиксируемой по износу бурового инструмента (Initial..., 1971–1980), и их переслаивания с уплотненными пестрыми глинами опаковый слой представляет собой региональный флюидоупор на небольшой глубине под дном (Ломтев, 2013б). Об этом свидетельствует и трансгрессивный тренд уровня Пацифики в кайнозой (Хосино, 1986).

**Немые лессы горизонта С.** Распространены почти везде, кроме юга поднятия Шатского, поднятия и котловины Обручева, разделяя фаунистически охарактеризованные отложения позднего мезозоя (поздний эпиконтинентальный Тетис) и позднего кайнозоя (глубоководная Пацифика). Выделяются только на профилях НСП с частотами 120–150 Гц, на которых имеют пластовое строение, выдержанную (20–40, в депрессиях до 50–100 м, при скорости распространения продольных волн 1,7–1,8 км/с) мощность (Патрикеев и др., 1997). Горизонт **С** имеет сглаженную кровлю и относительно шероховатую подошву, слабые и непротяженные (менее 10 км) отражения, региофазию облекания (кроме зоны разлома Тускарора, где пестрые глины размыты или имеют сокращенную мощность; см. рис. 2,а, б и профили НСП в атласе В. Н. Патрикеева, 2009). Переотложенные осадки выполняют мелкие депрессии на юге западной части котловины Тускарора и западном склоне поднятия Шатского, где их формирование, вероятно, связано со смывом с

возвышенностей палеорельефа в позднем кайнозойе при трансгрессии вод Пацифики. В депрессиях они залегают горизонтально с увеличением протяженности и интенсивности границ. В скважинах везде, кроме скв. 45 (туфы, пеплы), горизонт С имеет сходную литологию (монотонные, местами пятнистые, желто-коричневые с оттенками алевропелиты, частью цеолитизированные с прослойками пестрого вулканического пепла и редкими марганцевыми желваками. В некоторых скважинах, например 578 (Initial..., 1982), перетолженные алевропелиты содержат остатки радиолярий и диатомей среднего-позднего миоцена и зубы рыб (скв. 436). Свыше 100 лет их описывали как пелагические (абиссальные) глины с малой (1–2 м/млн лет) скоростью накопления и значительным содержанием эолового и космического материалов (Хосино, 1986). На краевом валу, в котловине Тускарора и севере котловины Картографов (выше 38-й широты; Тектоника..., 1988) горизонт С погребен под осадками фанов среднего миоцена – квартера (см. рис. 2,а), а на остальной части последней слагает дно. С учетом данных НСП кровля горизонта С в регионе является поверхностью региональных, углового и азимутального, несогласий. Первое связано с проградацией позднекайнозойских фанов (Ломтев и др., 1997; Тектоника..., 1988), второе – с дискордантностью изопакит позднего мезозоя и кайнозоя (см. рис. 1). В скв. 581 пестрые алевропелиты залегают внутри и поверх мощной (до 65 м) валунно-галечной отмостки (Initial..., 1982), что в соответствии с законом Вальтера – Головкинского определяет их субаэральную природу (лессы палеосуши Пацифиды). Этот вывод подтверждается детальным анализом редкой и явно аллохтонной морской микрофауны плохой сохранности и ихтиолитов (микроскопические остатки костей рыб, перевеянные ветром) в скважинах, особенно рейса 86 с почти 100%-ным выходом керна (Initial..., 1982). Так, в первом номере скв. 576 аллохтонная микрофауна и ихтиолиты фиксируют перевернутое залегание лессов («не работает» закон Стено), а между первым и третьим номерами отсутствует биостратиграфическая корреляция. Хотя по данным магнитостратиграфии (шкала инверсий магнитного поля Земли), использованной впервые в регионе, лессы этой и других скважин рейса 86 накапливались в полном соответствии с законом Стено. В отличие от них размытые и перетолженные лессы, например, в разрезе кампана – маастрихта скв. 576 в котловине Картографов, обогащены морской микрофауной хорошей сохранности. Таким образом, отметим, что маломощные алевропелиты горизонта С по своей литологии относятся к категории флюидоупоров (покрышек); омоложение кровельных осадков толщи В к периферии

СЗ плиты Пацифики и появление здесь биогенных и терригенных мелководных осадков раннего миоцена, олигоцена и эоцена (Initial..., 1971–1981) указывают на фациальное замещение и сокращение стратиграфического диапазона горизонта С от 80 до первых десятков миллионов лет.

#### **Туффито-кремнисто-глинистая толща (D).**

На прикурильской части ложа Пацифики слагает дно, исключая молодые тектонические уступы, склоны подводных гор и некоторые эрозионные промоины. Вместе с лессами горизонта С формирует кайнозойский чехол (слой 1), имея резко отличный сейсмический облик от подстилающих отложений на профилях НСП с частотой 120–150 Гц (см. рис. 2,а–г и профили НСП в атласе В. Н. Патрикеева, 2009). В строении туффито-кремнисто-глинистой толщи (по: Мурдмаа, 1978) выделены нижний, прозрачный горизонт D1 с подчиненными контрастными прослоями (пачками) и протяженными (500–1000 км) отражающими границами и верхний, контрастный горизонт D2 с протяженными границами средней и высокой интенсивности (см. рис. 2,а,в,г). Последний включает в себя контрастные русловые турбидиты абиссальных каналов. Наиболее отчетливо двухслойное строение толщи D наблюдается на вале и в зоне разлома Хоккайдо (см. рис. 2,а, г). Менее отчетливо оно на юге и востоке западной части котловины Тускарора. Региональной особенностью имиджа толщи D является ее осветление к востоку от краевого вала. Кайнозойские осадки с иным имиджем развиты фрагментарно («шапки» гор, холмов и возвышенностей, русловые турбидиты). Протяженность контрастных слоев и пачек превышает 500–1000 км, что связано с деятельностью придонных мутьевых потоков и контурного течения к югу в котловине Тускарора. Они формируют систему слившихся фанов и долин на внешнем подножии Японо-Курило-Камчатской окраины (краевой вал) и надстраивающих Камчатский контурный мегафан в котловине Тускарора, на севере поднятия Шатского и котловины Картографов (Ломтев и др., 1997; Тектоника..., 1988). Поэтому к югу и востоку от краевого вала толща D утоняется от 600–700 (в грабенах до 1000 м) до 100–200 м и менее в котловине (см. рис. 1). Минимальные ее мощности (менее 50 м) обнаружены на юге поднятия Шатского, плите Картографов южнее 38-й параллели и в окрестностях гор Мид Пацифик (Рудич, 1984; Тектоника..., 1988). В скважинах она представлена монотонным разрезом гемитерригенных и гемипелагических осадков среднего-позднего миоцена – квартера (переслаивание диатомовых, реже радиоляриевых, алевитистых илов, глин, аргиллитов с тонкими, менее 5–8 см, прослойками вулканического пепла и рассеянной галькой и гравием ледового разно-

са в придонной части разреза; Рудич, 1984). На большей части исследуемого региона их подстилают пестрые немые алевропелиты горизонта С, размыв которых при трансгрессии вод молодой Пацифики обусловил пеструю окраску турбидитов в низах толщи D, например, в скв. 581 (Initial..., 1982). На отдельных участках их подстилают опаквый слой, финальные траппы и более древние мезозойские отложения. На периферии СЗ плиты Пацифики в основании толщи залегают мелководные биогенные (известняки, писчий мел, карбонатные илы) и терригенные (глины, аргиллиты, алевролиты с горизонтами местной гальки) отложения палеоцена, эоцена, олигоцена и раннего – частично среднего миоцена мощностью до 200–300 м. В смежных желобах толща D погребена под контрастными турбидитами среднего квартера – голоцена мощностью до 0,1–1,0 км (Ломтев, 2013а; Ломтев и др., 2004, 2012). На внутренних склонах Курило-Камчатского и Японского желобов дислоцированные и уплотненные отложения толщи D слагают аккреционную призму мощностью до 2–4 км и шириной более 20–40 км, залегающую перед и под фронтом шарьяжа докайнозойского акустического фундамента на тихоокеанских склонах смежных островных дуг (Ломтев, 2013а; Ломтев и др., 2012).

Канал Накве с намывной дамбой, прослеженный на 1100 км с вершины краевого вала Зенкевича до батического котловины Тускарора на глубинах 6000–6200 м (Mammerickx, 1980), канал в 60 км к югу от поднятия Обручева (Ломтев и др., 1997), следующий от горы Павловского к северной оконечности поднятия Шатского с ветвлением на рукава, выходящие на плиту Картографов, грабены разлома Хоккайдо и котловину Тускарора (главное русло), а также сложная система фанов и долин на краевом валу (внешнее континентальное подножие) надежно свидетельствуют о недавнем существовании единой долинной сети континентальной окраины и ложа океана с абиссальными котловинами (конечные бассейны стока турбидитов). В квартере в связи с надвижением дуг к востоку и заложением желобов (ловушки турбидитов) эта сеть была разорвана и на ложе СЗ Пацифики стали доминировать нефелодная седиментация из приповерхностных течений и абиссальные бури при прохождении циклонов (Ломтев, Патрикеев, 1988; Холлистер и др., 1984).

**Обсуждение результатов.** Итак, в регионе надежно документированы признаки крупной трансгрессии позднего эпиконтинентального Тетиса в поздней юре – раннем мелу, когда в мелком море или, скорее, широком шельфе отлагались над- и межбазальтовые карбонаты толщи А и происходили излияния финальных траппов мезозойской трапповой провинции (формации).

Бати- и депоцентр его платформенного бассейна располагался в окрестностях южного блока поднятия Шатского, а береговая линия на западе проходила близ вала Хоккайдо (наземные обстановки излияния финальных траппов), а южнее – вдоль тальвега северного фланга Японского желоба (крупный залив Тетиса?). В конце раннего – позднем мелу глубокая регрессия позднего Тетиса к юго-востоку привела к осушению почти всей исследуемой площади, на которой с конца позднего мела до конца палеогена – раннего миоцена (~ 80 млн лет) установились субаэральные обстановки (палеосуша Пацифиды). Во время регрессии с осцилляциями уровня формировались отложения толщи В, позднее в эпоху пенепленизации – лессы горизонта С (Ломтев, 2000). Последний период особенно важен для формирования вторичной пористости известняков толщи А благодаря развитию карста (региональный коллектор УВ) и, вероятно, вторичной пористости финальных траппов. Не изучено пока окремнение опаквого слоя (региональная покрывка), который, судя по трансгрессивной кривой уровня Пацифики в кайнозойе (Хосино, 2013), блокировал фильтрацию морской воды в кору. В нефтегазовом отношении интересны материалы НСП по котловине Картографов, находящейся мористее зоны гравитационного срыва слоев 1–4 (Тектоника..., 1988; архив сейсмопрофилей лаборатории геодинамики и морской геологии ИМГиГ), поскольку они свидетельствуют о заметном ослаблении миграции газа в чехле (нефтяная специализация слоя 4?), локальной гравитационной тектонике, частью близ диапировых гор и холмов (протрузии гранитов? Ломтев, 2010).

Не изучены причины отсутствия в скважинах грубозернистых береговых фаций в толще В (разложены до глин и/или окремнели?) и палеогеография бассейна позднего Тетиса. Край последнего можно наметить на западном склоне южного блока поднятия Шатского, где на одном из профилей НСП обнаружено налегание карбонатной толщи на крыло структурной дамбы, фиксирующей край шельфа (Патрикеев и др., 1997; Патрикеев, 2009). На восточном крыле дамбы залегают мощная линза меловых, терригенных и биогенных отложений, вскрытых скв. 305, 306 (Initial..., 1971–1981). Если принять линзу за крупный фан, то можно наметить подножие узкой океанической окраины. Заметим, что фан на вершине южного блока поднятия Шатского и сходное положение одной из лопастей Камчатского мегафана на вершине его северного отрога (Ломтев и др., 1997; Патрикеев, 2009; Тектоника..., 1988) надежно фиксируют его позднекайнозойский, а не позднемезозойский возраст.

Региональные, угловое и азимутальное, несогласия в кровле горизонта С, дискордантность изопахит позднего мезозоя и кайнозоя (см. рис. 1) чет-

ко указывают на кардинальные перемены в палеогеографии региона, трансгрессию и становление глубокой Пацифики в миоцене – квартере, включая ее смежную окраину с каньонами и внешним подножием (краевой вал). В среднем плейстоцене – голоцене в связи с надвигом островных дуг по зоне Бенюфа возникли Японский и Курило-Камчатский желоба (Ломтев, 2013а; Ломтев и др., 2012). Они перехватили турбидитные потоки по каньонам, поэтому на ложе океана прекратилась проградация фанов (палеорельеф), получили развитие нефелоидная гемипелагическая седиментация и абиссальные бури при прохождении атмосферных циклонов (Холлистер и др., 1984). В геологии толщи **D** выделим проблемы надстраивания фанов в рифтограбенах вала и зоны разлома Хоккайдо, отклонения к югу осадочных лопастей и долин контурным течением в котловине Тускарора или под влиянием силы Кориолиса (см. рис. 1), формирование небольших фанов на поднятии Шатского (абразия свода, мелкие врезы, оползни, возможно, грязевулканизм).

**Выводы.** Итак, мезокайнозойский, осадочно-трапповый чехол прикурильской части ложа СЗ Пацифики слагают эффузивные траппы поздней юры – раннего мела, прозрачные мелководные карбонаты толщи **A** (коллектор УВ) позднего эпиконтинентального Тетиса. Его прибрежные контрастные фации (толща **B**) в основном формировались при регрессии Тетиса к юго-востоку и с окремнением разреза (покрышка). Осушение региона в позднем мелу – палеогене (палеосуша Пацифиды) заверяют немые пестрые лессы горизонта **C**. Их кровля является поверхностью региональных, углового и азимутального, несогласий, связанных с неоген-раннечетвертичной проградацией к югу и юго-востоку фанов каньонов смежной окраины и Камчатского контурного мегафана в котловине Тускарора. Намечены новые направления и проблемы в геологии региона, отмечена необходимость серьезной коррекции сложившихся представлений.

Статья посвящена светлой памяти к. г.-м. н. В. Н. Патрикеева. Автор благодарен М. В. Сеначину и К. О. Дашковскому за компьютерную подготовку графики. Отдельная благодарность рецензенту статьи за полезные предложения, замечания и выявленные ошибки, позволившие улучшить ее качество и стиль.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Геология* и полезные ископаемые Охотского моря : отчет о НИР (закл.) / ИМГиГ ДВО РАН ; рук. Г. С. Гнибиденко. – Ю.-Сахалинск, 1990. – Т. 2. – С. 104–231. – № ГР 01860133531.
- Кеннет Дж. П.* Морская геология : в 2 т. – М. : Мир, 1987. – Т. 1. – 397 с.; т. 2. – 384 с.
- Курносов В. Б.* Глинистые осадки главных структурных элементов окраин Тихого океана. – М. : Наука, 1982. – 224 с.
- Ломтев В. Л.* К вопросу о геологическом строении и сейсмоструктуре тихоокеанского склона дуги Хонсю (в связи с японским землетрясением и цунами 11.03.2011 г.) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2013а. – № 2. – С. 2–10.
- Ломтев В. Л.* К строению ложа Северо-Западной Пацифики // Урал. геофиз. вестник. – 2010. – № 1. – С. 21–32.
- Ломтев В. Л.* Мезокайнозойский пенеплен в Северо-Западной Пацифике // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана. – Ю.-Сахалинск : ИМГиГ ДВО РАН, 2000. – Т. 2. – С. 38–53.
- Ломтев В. Л., Назорных Т. В., Сафонов Д. А.* О строении и сейсмоструктуре Курильской системы дуга – желоб // Вопр. инженерной сейсмологии. – 2012. – Т. 39, № 4. – С. 19–38.
- Ломтев В. Л., Патрикеев В. Н.* О четвертичном возрасте тихоокеанских желобов // Геоморфология. – 1988. – № 4. – С. 55–63.
- 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. междунар. науч. симп. – Ю.-Сахалинск : ИМГиГ ДВО РАН, 2004. – С. 131–144.
- Ломтев В. Л.* Признаки газоносности мезокайнозойского чехла ложа Северо-Западной Пацифики // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2013б. – № 3. – С. 11–17.
- 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. – Ю.-Сахалинск : ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – С. 21–41.
- Мурдмаа И. О.* Глубоководное бурение в Японском желобе // Природа. – 1978. – № 11. – С. 38–45.
- Немченко Г. С., Андреев А. А., Грецакая Е. В.* Некоторые проблемы природы депрессии в центральной части плиты Картографов // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. – Ю.-Сахалинск : ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – С. 70–77.
- Патрикеев В. Н.* Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. – М. : ГЕОС, 2009. – 208 с.
- 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. – Ю.-Сахалинск : ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – С. 5–20.
- Рудич Е. М.* Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. – М. : Недра, 1984. – 251 с.
- Сейсмическая стратиграфия* : в 2 ч. – М. : Мир, 1982. – 846 с.
- Тектоника* плиты Картографов (Тихий океан). – М. : Наука, 1988. – 88 с.
- Тектоника* северо-западной части Тихого океана. – М. : Наука, 1983. – 118 с.
- Холлистер Ч. Д., Науэлл А. Р. М., Джумарс П. А.* Неспокойные глубины // В мире науки. – 1984. – № 5. – С. 4–16.
- Хосино М.* Морская геология. – М. : Недра, 1986. – 432 с.

*Ewing J., Ewing M., Aitken T., Ludwig W. J.* North Pacific Sediment Layers Measured by Seismic Profiling // The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area. Geophys. Monograph Ser. Vol. 12. AGU. – Washington, D. C., 1968. – P. 147–173.

*Initial Core Descriptions.* Leg 86. – La Jolla, California, 1982. – 112 p.

*Initial Reports of the DSDP.* Leg 6, 19, 20, 32, 56, 57, 61. – Washington, 1971, 1973a, б, 1973, 1975, 1980, 1981.

*Mammerickx J.* A deep-sea channel in the Northwest Pacific Basin // Marine Geol. – 1980. – Vol. 34, No. 1–2. – P. 207–218.

*Matsuzawa A., Tamano T. et al.* Structure of the Japan trench subduction zone, from multi-channel seismic-reflection records // Ibid. – Vol. 35. – P. 171–182.

*Scientific drilling party* (Ocean drilling program, Leg 129) Jurassic oceanic crust and sedimentation in the Pacific, at last // Geotimes. – 1990. – Vol. 35, No. 6. – P. 25–27.

*Поступила в редакцию 25.02.2015 г.*

## ON THE STRUCTURE OF THE MESOZOIC-CENOZOIC LITHOSPHERIC LAYER IN THE NORTH-WESTERN PACIFIC (NEAR-KURIL PART)

*V. L. Lomtev*

From the interpreted results of seismic-reflection and drilling data, the structure and conditions of the formation of the Meso-Cenozoic, sedimentary-trap cover in the near-Kuril part of the NW Pacific abyssal floor are considered. The cover is composed by final effusive traps of Late Mesozoic, shallow-water transgressive carbonates of the Late epicontinental Tethys (strata **A**, regional collector of hydrocarbons), opaque horizon or strata **B** as its coastal regifacies (regional cap rock), horizon **C** of motley abiogenic loesses of the Pacific paleoland, tuffite-siliceous-mud strata (**D**) of the young deep-sea Pacific Ocean (Miocene – Quaternary). New directions and problems in the marine and oilgas geology of this region are traced.

**Key words:** NW Pacific abyssal floor, Meso-Cenozoic cover, traps, paleogeography, regifacies, seismofacies, fan.