



NEOTECTONICS OF THE SEA OF OKHOTSK

V. P. Semakin, A. V. Kochergin, T. I. Pitina

Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract: The analysis of the neotectonic structure of the region is usually accompanied by the compilation of neotectonic maps and schemes. Models of the summit surface serve as the initial material for compiling different-scale neotectonic maps and schemes [Ufimtsev, 1984].

The summit surface is one of the main properties of the Earth's recent topography (including the land surface and sea bottom) and represents an ideal surface connecting the maximal heights of the present-day relief of different geomorphologic levels. The universal development of the summit surface allows in to be used for revealing and studying the neotectonic structural elements both on land and seas.

When compiling the structural – neotectonic map of the Sea of Okhotsk (Fig. 2), we accepted the polygenetic polychronous “summit” surface of the sea bottom shown by the isobaths relative to the present-day sea level as the primary (“structural”) one. The map is largely based on data from the bathymetric maps and represents, in fact, a static model of neotectonics. The structural-neotectonic map served as a basis for compiling the scheme of the principal neotectonic structural elements of the studied region (Fig. 3).

For clarifying the formation history of the neotectonic structural elements, we compared their present-day spatial position relative paleogeographical schemes of the lithophysical complexes (LC), which are united into four regional seismostratigraphic complexes (RSSC) corresponding to the following time intervals: RSSC I to K2–P1-2; RSSC II to P3–N11; RSSC III to N11-2; RSSC IV to N13–N2 [Sergeyev, 2006], besides showed general characteristic of the paleogeographical settings that controlled the accumulation of different lithophysical complexes (Fig. 4).

Key words: neotectonics; lithophysical complex; Sea of Okhotsk

Recommended by K.G. Levi

For citation: Semakin V.P., Kochergin A.V., Pitina T.I. 2016. Neotectonics of the Sea of Okhotsk. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (2), 251–271. doi:10.5800/GT-2016-7-2-0205.

Для цитирования: Семакин В.П., Кочергин А.В., Питина Т.И. Неотектоника Охотского моря // *Геодинамика и тектонофизика*. 2016. Т. 7. № 2. С. 251–271. doi:10.5800/GT-2016-7-2-0205.

НЕОТЕКТОНИКА ОХОТСКОГО МОРЯ

В. П. Семакин, А. В. Кочергин, Т. И. Питина

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

Аннотация: Модели вершинной поверхности являются одним из основных исходных материалов для построения неотектонических карт и схем различных масштабов [Ufimtsev, 1984]. При построении структурно-неотектонической карты Охотского моря (рис. 1, 2) в качестве исходной («структурной») поверхности принята полигенетическая, полихронная «вершинная» поверхность морского дна, отраженная на карте в виде изо-

линий глубин относительно современного уровня моря. Карта составлена преимущественно по батиметрическим данным и в основе своей представляет статическую модель неотектоники. На основании структурно-неотектонической карты составлена схема основных неотектонических структурных элементов (рис. 3).

С целью реконструкции эволюции неотектонических структурных элементов проведено сопоставление их современного пространственного положения относительно палеогеографических схем литофизических комплексов (ЛК), объединенных в четыре региональных сейсмостратиграфических комплекса (РССК), соответствующих следующим временным интервалам: РССК I (K₂-P₁₋₂), РССК II (P₃-N₁₁), РССК III (N₁₁₋₂) и РССК IV (N₁₃-N₂) [Sergeyev, 2006], при этом показано, при каких палеогеографических условиях происходило осадконакопление различных литофизических комплексов (рис. 4).

Ключевые слова: неотектоника; литофизический комплекс; Охотское море

1. ВВЕДЕНИЕ

В комплексном поэтажном тектоническом районировании Охотского моря впервые использован неотектонический анализ морского дна, результаты которого представлены в форме структурно-неотектонической карты в масштабе 1:5000000 [Sergeyev, 2006]. Позднее в работе [Semakin, Kochergin, 2010] опубликованы структурно-неотектоническая карта и схема основных неотектонических структурных элементов района впадины Дерюгина (Охотское море), которые были сопоставлены с палеогеографическими схемами литофизических комплексов четырех временных интервалов.

В статье представлены структурно-неотектоническая карта и схема основных неотектонических структурных элементов Охотского моря (рис. 1–3), которые сопоставлены с палеогеографическими схемами литофизических комплексов четырех временных интервалов: K₂-P₁₋₂, P₃-N₁₁¹, N₁₁₋₂¹, N₁₃₋₂¹ (рис. 4) [Sergeyev, 2006]. В результате составлено четыре карты (рис. 5–8), по которым можно проследить, в каких палеогеографических условиях находились выделенные неотектонические структурные элементы в каждом из четырех временных интервалов.

2. МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ И СХЕМ

При составлении неотектонических карт и схем в пределах суши в качестве исходных данных обычно принимается рельеф донеотектонического этапа, выраженный в виде денудационных и полигенетических поверхностей выравнивания (ПВ), которые служат в качестве своеобразных «структурных» поверхностей. Г.Ф. Уфимцев считает, что «... модели вершинной поверхности являются основным исходным материалом для построения

неотектонических карт и схем различных масштабов» [Ufimtsev, 1984, p. 37].

Вершинная поверхность представляет собой идеальную поверхность, касающуюся максимальных высот рельефа как на суше, так и в пределах акваторий [Ufimtsev, 1974; Ufimtsev, Khudyakov, 1976]. Топография вершинной поверхности изображается изолиниями, которые представляют собой обобщенные горизонталы изобат в соответствии с топографическими и батиметрическими картами и отражают крупные черты рельефа суши и акваторий. Построенные таким способом карты вершинной поверхности, по существу, являются картами «первичного тектонического рельефа» или «идеального тектонического рельефа». При этом считается, что морфология неотектонических структурных элементов не является чисто тектонической, поскольку в ней так или иначе отражаются результаты экзогенных процессов [Ufimtsev, 1974, 1977].

Нами при построении структурно-неотектонической карты Охотского моря (рис. 2) в качестве исходной («структурной») поверхности принята полигенетическая, полихронная «вершинная» поверхность морского дна, отраженная на карте в виде изолиний глубин относительно современного уровня моря. Схема составлена преимущественно по батиметрическим данным и в основе своей представляет статическую модель неотектоники. На картах вершинной поверхности уступы в рельефе выражаются зонами больших градиентов морфоизогипс («орографические ступени»). На структурно-неотектонической карте Охотского моря они интерпретируются в совокупности как тектонические уступы или крутые флексуры, поскольку разделить их на основании использованных материалов в настоящее время не представляется возможным. На карте проведены изолинии «вершинной» поверхности, выделены бровки и подножья флексур и тектонических уступов, оси относительных

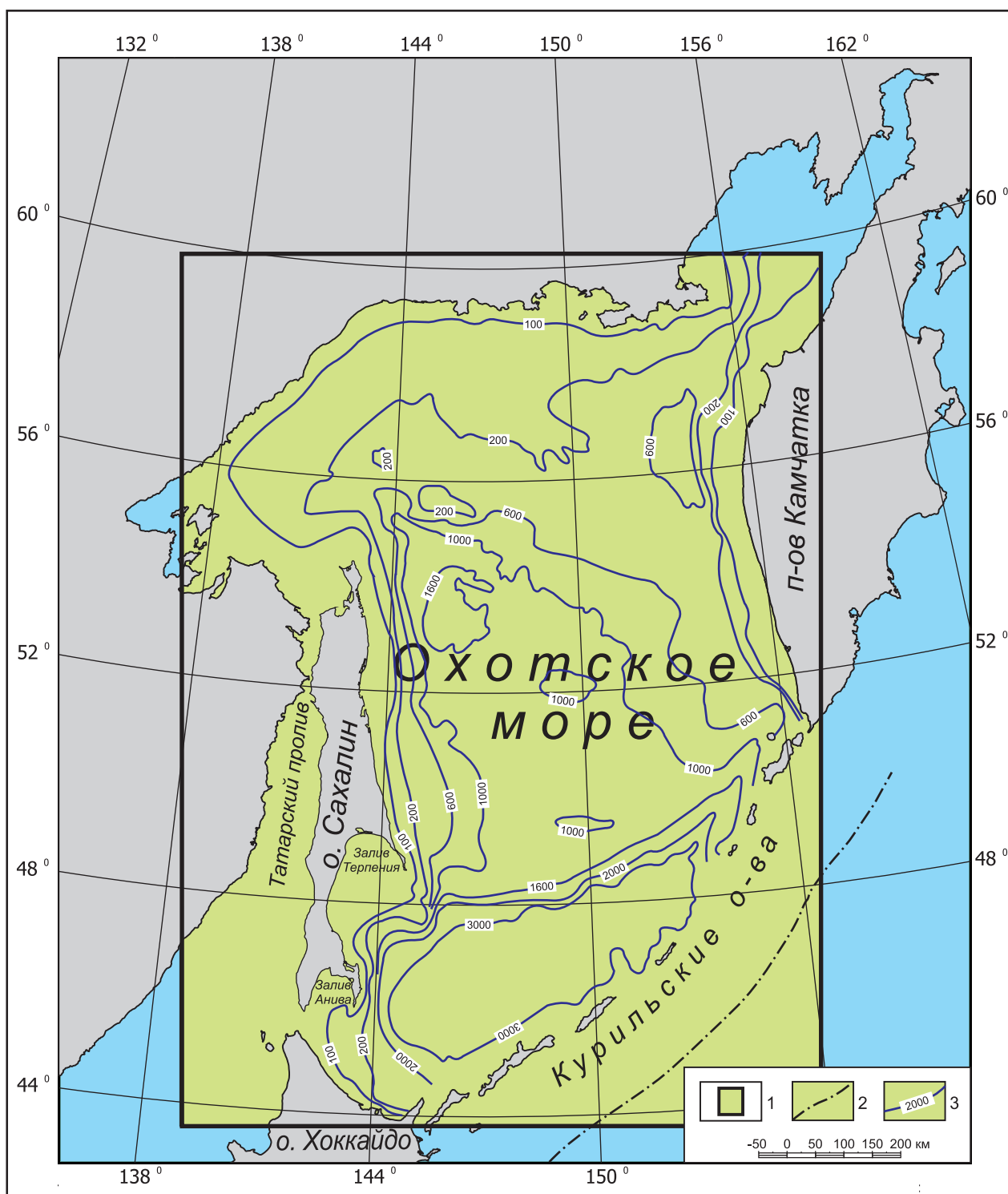


Рис. 1. Схема расположения района исследований. 1 – район исследований; 2 – ось Курильского жёлоба; 3 – изобаты.

Fig. 1. The location scheme of the area under study. 1 – the location of the area under study; 2 – axis of the Kuril trench; 3 – isobaths.

поднятий и прогибов. На основании структурно-неотектонической карты составлена схема основных неотектонических структурных элементов Охотского моря (рис. 3).

3. НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

По западной, северной и восточной периферии Охотского моря прослеживаются равнинные, слабо

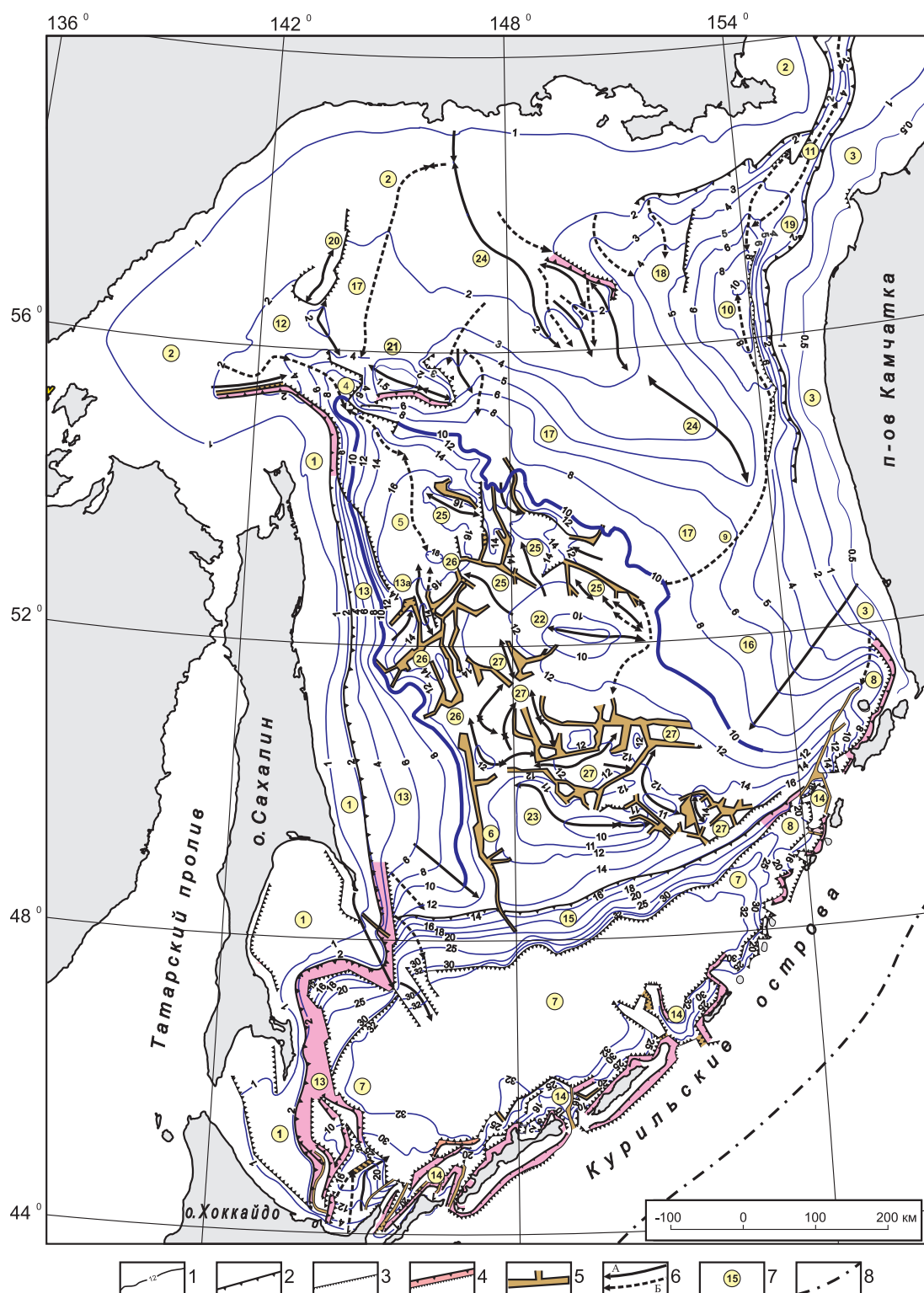


Рис. 2. Структурно-неотектоническая карта Охотского моря.

1 – изолинии «вершинной» поверхности (цифры – глубины в сотнях метров от уровня моря); 2 – бровки флексур и тектонических уступов; 3 – подножья флексур и тектонических уступов; 4 – высокоградиентные зоны флексур и тектонических уступов; 5 – узкие грабены и грабеноподобные прогибы; 6 – оси относительных неотектонических поднятий (А) и прогибов (Б); 7 – номера неотектонических структурных элементов (соответствуют номерам на рис. 3, 5–8); 8 – ось Курильского жолоба.

Fig. 2. Structural-neotectonic map of the Sea of Okhotsk.

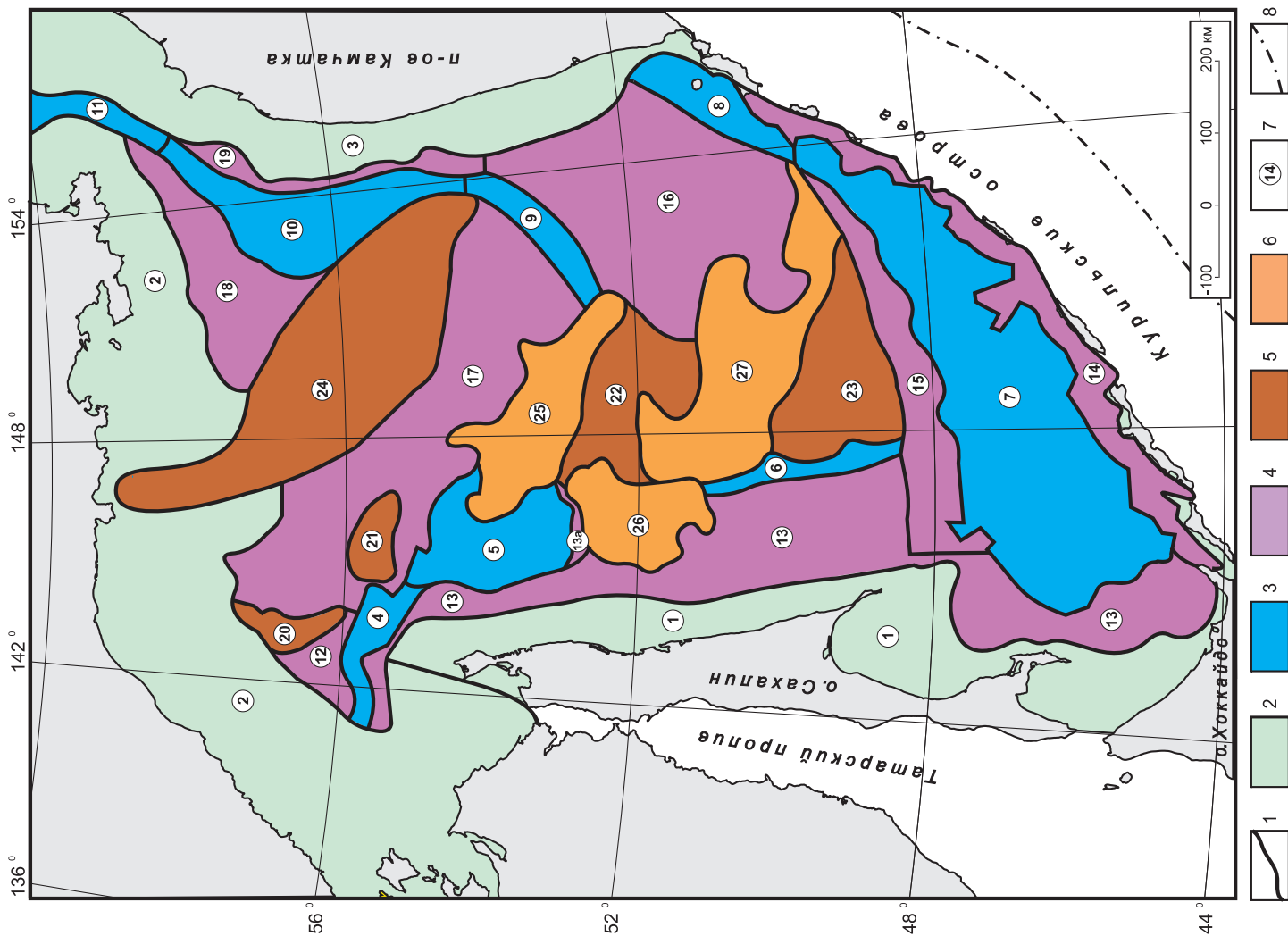
1 – isolines of the “summit” surface (the numerals designate the water depths in hundreds of meters below the sea level); 2 – edges of the flexures and tectonic scarps; 3 – bases of the flexures and tectonic scarps; 4 – high-gradient zones of the flexures and tectonic scarps; 5 – the narrow grabens and graben-shaped troughs; 6 – axes of the relative neotectonic uplifts (A) and of the depressions (B); 7 – numbers of neotectonic structural elements (same as in Figures 3, 5–8); 8 – axis of the Kuril trench.

Рис. 3. Схема основных неотектонических структурных элементов Охотского моря.

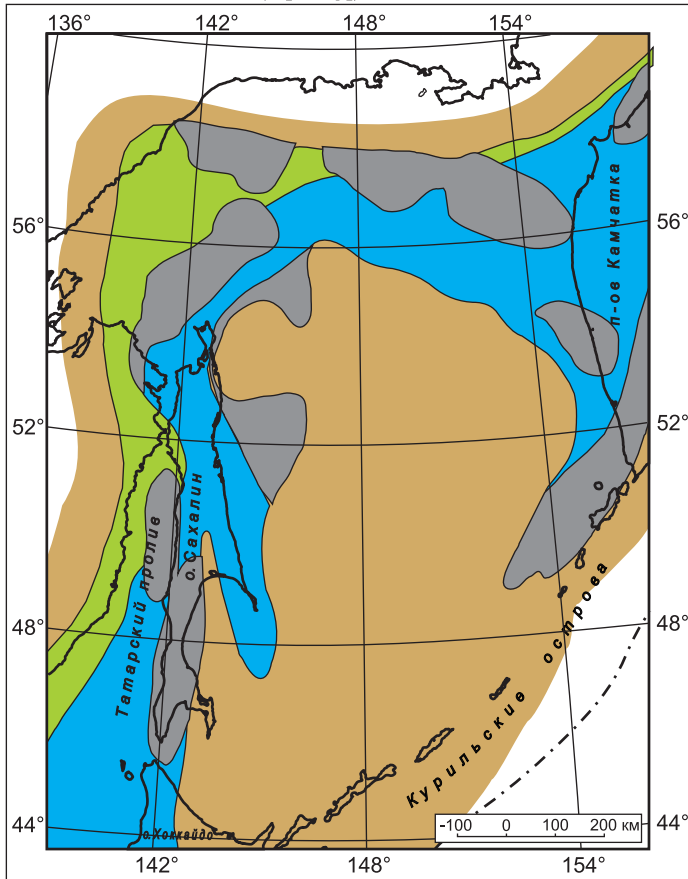
1 – границы основных неотектонических структурных элементов (условные границы второго типа [Kosygin, 1974]; 2 – шельфы; 3 – прогибы и впадины; 4 – флексуры; 5 – поднятия; 6 – блоковые зоны; 7 – номера неотектонических структурных элементов (соответствуют номерам на рис. 2, 5–8); 8 – ось Курильского желоба. **Шельфы (1–3):** 1 – Присахалинский, 2 – Приматериковый, 3 – Прикамчатский; **прогибы и впадины (4–11):** 4 – Старицкий прогиб, 5 – впадина Дерюгина, 6 – прогиб Шмидта, 7 – Южно-Охотская впадина, 8 – Голыгинский прогиб, 9 – прогиб Лебеда, 10 – впадина ТИПРО, 11 – Шелиховский прогиб; **Флексуры (12–19):** 12 – Северо-Западная, 13 – Присахалинская, 13а – Южно-Дерюгинская, 14 – Прикурильская, 15 – Южно-Охотская, 16 – Прикамчатская, 17 – Центрально-Охотская, 18 – Тинровская Северо-Западная, 19 – Тинровская Восточная; **поднятия (20–24):** 20 – Ионы, 21 – Кашеварское, 22 – Института Океанологии, 23 – Академии Наук, 24 – Центрально-Охотское; **блоковые зоны (25–27):** 25 – Кашеваровская, 26 – Южно-Дерюгинская, 27 – Макаровская.

Fig. 3. The scheme of the principal neotectonic structural elements of the Sea of Okhotsk.

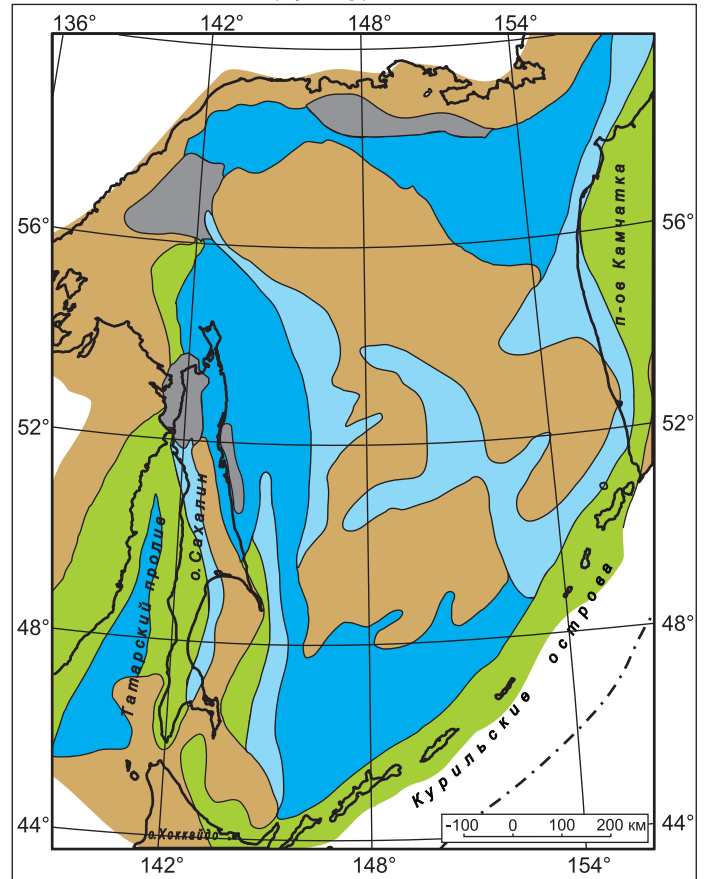
1 – boundaries of principal neotectonic structural elements (second-type conditional boundaries [Kosygin, 1974]; 2 – shelves; 3 – troughs and basins; 4 – flexures; 5 – uplifts; 6 – zones of the fault blocks; 7 – numbers of neotectonic structural elements (same as in Figures 2, 5–8); 8 – axis of the Kuril trench. **Shelves (1–3):** 1 – Near-Sakhalin, 2 – Near-Continental, 3 – Near-Kamchatka; **troughs and basins (4–11):** 4 – Startitskii Trough, 5 – Deryugin Basin, 6 – Shmidta Trough, 7 – South Okhotsk Basin, 8 – Golyginskii Trough, 9 – Lebedya Trough, 10 – TINRO Basin, 11 – Shelikhov Trough; **flexures (12–19):** 12 – North West, 13 – Near-Sakhalin, 13a – South Deryugin, 14 – Near-Kuril, 15 – South Okhotsk, 16 – Near-Kamchatka, 17 – Central Okhotsk, 18 – Timro North West, 19 – Timro East; **uplifts (20–24):** 20 – Iony, 21 – Kashevarov, 22 – Institute of Oceanology, 23 – Academy of Sciences, 24 – Central Okhotsk; **zones of the fault blocks (25–27):** 25 – Kashevarov, 26 – South Deryugin, 27 – Makarov.



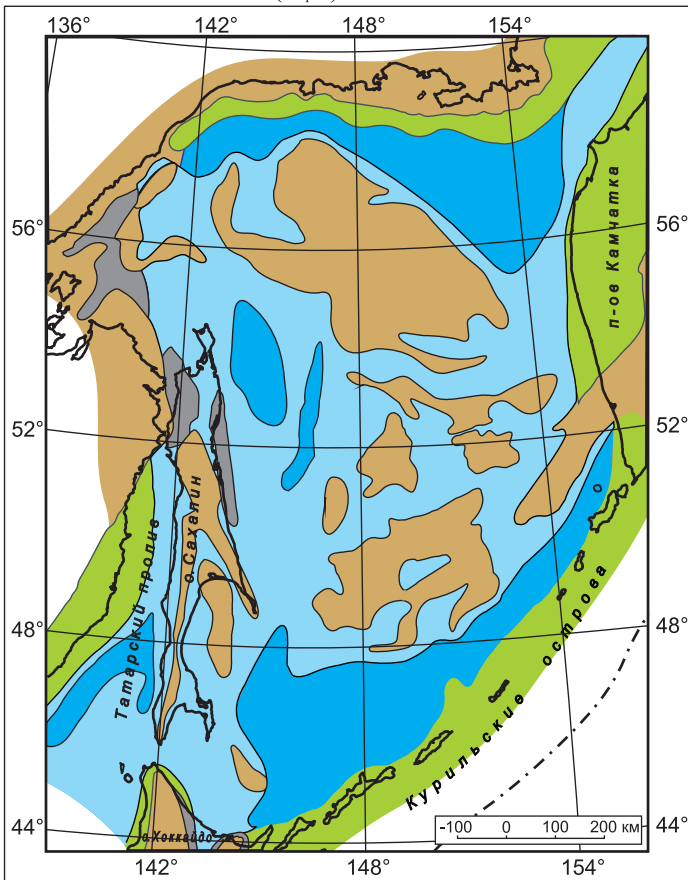
А ($K_2 - P_{1,2}$) – PCCK I



Б ($P_3 - N_1^1$) – PCCK II



В (N_1^{1-2}) – PCCK III



Г ($N_1^3 - N_2$) – PCCK IV

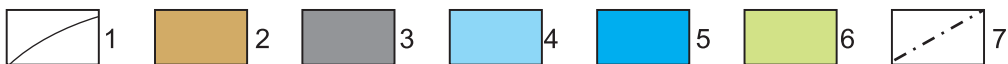
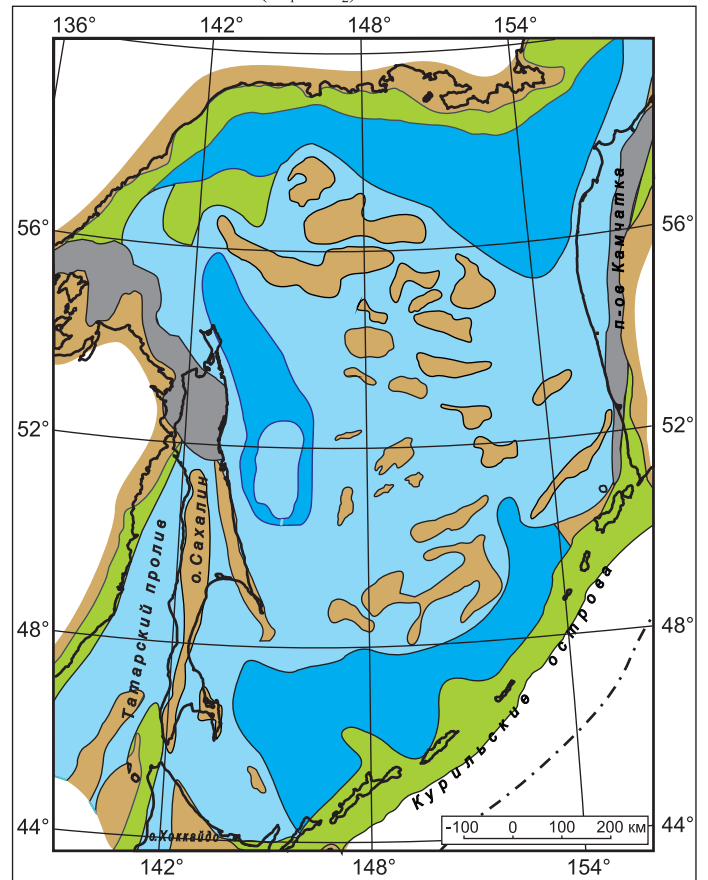


Рис. 4. Палеогеографические схемы литофизических комплексов в рамках региональных сеймостратиграфических комплексов четырех временных интервалов.

1 – границы литофизических комплексов; 2 – области отсутствия отложений; 3–6 – литофизические комплексы (в скобках – палеогеографические условия формирования комплексов): 3 – алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углями комплекс (континентальные, прибрежно-морские, мелководно-морские условия формирования), 4 – песчано-алеврито-глинистый терригенный (шельфы, пологие мелководно-морские склоны), 5 – алеврито-глинистый кремнистый (относительно глубоководные морские равнины, плато, узкие прогибы и трюги), 6 – песчано-алеврито-глинистый вулканогенный (морские и субаэральные условия); 7 – ось Курильского желоба.

Fig. 4. Paleogeographical schemes of lithophysical complexes within the limits of regional seismo-stratigraphical complexes of the four time intervals.

1 – boundaries of lithophysical complexes; 2 – areas barren of sediments; 3–6 – lithophysical complexes (in round brackets – paleogeographical conditions of origin complexes): 3 – silty-clayey-sandy terrigenous with coals complex (continental, coastal-marine, shallow marine settings), 4 – sandy-silty-clayey terrigenous (shelves, gentle shallow-marine slopes), 5 – silty-clayey siliceous (relatively deep-water marine plains, plateaus, narrow depression and troughs), 6 – sandy-silty-clayey volcanic (marine and subaerial settings); 7 – axis of the Kuril trench.

наклоненные в сторону моря шельфы, представляющие собой переходные зоны от неотектонических структурных элементов Охотского моря к неотектоническим структурным элементам обрамляющей его суши.

Наиболее крупным неотектоническим структурным элементом Охотского моря является Центрально-Охотский прогиб, вытянутый в северо-западном направлении и ограниченный изобатой 1000 м (см. рис. 2). В его пределах выделяются более мелкие по размерам структурные элементы. К ним относятся (см. рис. 2, 3) поднятия Института Океанологии (22) и Академии Наук (23), блоковые зоны Кашеваровская (25), Южно-Дерюгинская (26) и Макаровская (27), впадина Дерюгина (5), переходящая в северо-западном направлении в Старицкий прогиб (4), а также узкий меридиональный прогиб Петра Шмидта (6), расположенный к западу от поднятия Академии Наук (23).

Присахалинский шельф (1) переходит в восточном и северном направлении в Присахалинскую флексуру (13). На границе с Южно-Охотской глубоководной впадиной (7) флексура (13) осложняется серией тектонических уступов (см. рис. 2). В северо-западной части рассматриваемого района выделяется небольшая по размерам Северо-Западная флексура (12) (см. рис. 2, 3).

Центрально-Охотский прогиб (рис. 2) в южной части плавно переходит в северо-восточном направлении в Прикамчатскую флексуру (16), а северо-западнее прогиба Лебеда (9) – в Центрально-Охотскую флексуру (17). Пологая северо-западная часть Центрально-Охотского поднятия (24) находится в пределах Приматерикового шельфа (2). Центрально-Охотская флексура (17) в северо-западной части осложняется поднятиями Ионы (20) и Кашеваровским (21) (см. рис. 2, 3).

К востоку от Центрально-Охотского поднятия (24) севернее широты 54° выделяются кулисообразно

разно расположенные впадина ТИНРО (10) и Шелиховский прогиб (11). Южным и юго-западным продолжением глубоководной впадины ТИНРО является прогиб Лебеда (9).

Южно-Охотская глубоководная впадина (7), ориентированная в северо-восточном направлении и расположенная ортогонально относительно Центрально-Охотского прогиба, расширяется на юго-западе, а на северо-востоке сужается и переходит в Голыгинский прогиб (8). Северо-западным ограничением впадины является Южно-Охотская флексура (15), а на юго-востоке она отделяется от Большекурильского поднятия крутосклонной Прикурильской флексурой (14), осложненной серией тектонических уступов (см. рис. 2).

4. ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

С целью изучения истории формирования неотектонических структурных элементов проведено сопоставление их современного пространственного положения (см. рис. 3) относительно палеогеографических схем литофизических комплексов (ЛК), объединенных в четыре региональных сеймостратиграфических комплекса (РССК), соответствующих следующим временным интервалам: РССК I (K_2-P_{1-2}), РССК II ($P_3-N_1^1$), РССК III (N_1^{1-2}), РССК IV ($N_1^3-N_2$) (см. рис. 4) [Sergeyev, 2006]. Поскольку при неотектонических реконструкциях морских акваторий необходимо выявлять палеогеоморфологию морского дна в различные отрезки геологического времени, следует отметить, при каких палеогеографических условиях происходило осадконакопление различных ЛК. Алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углями ЛК обычно формировался в континентальных, а также прибрежно-морских и мелководно-морских условиях.

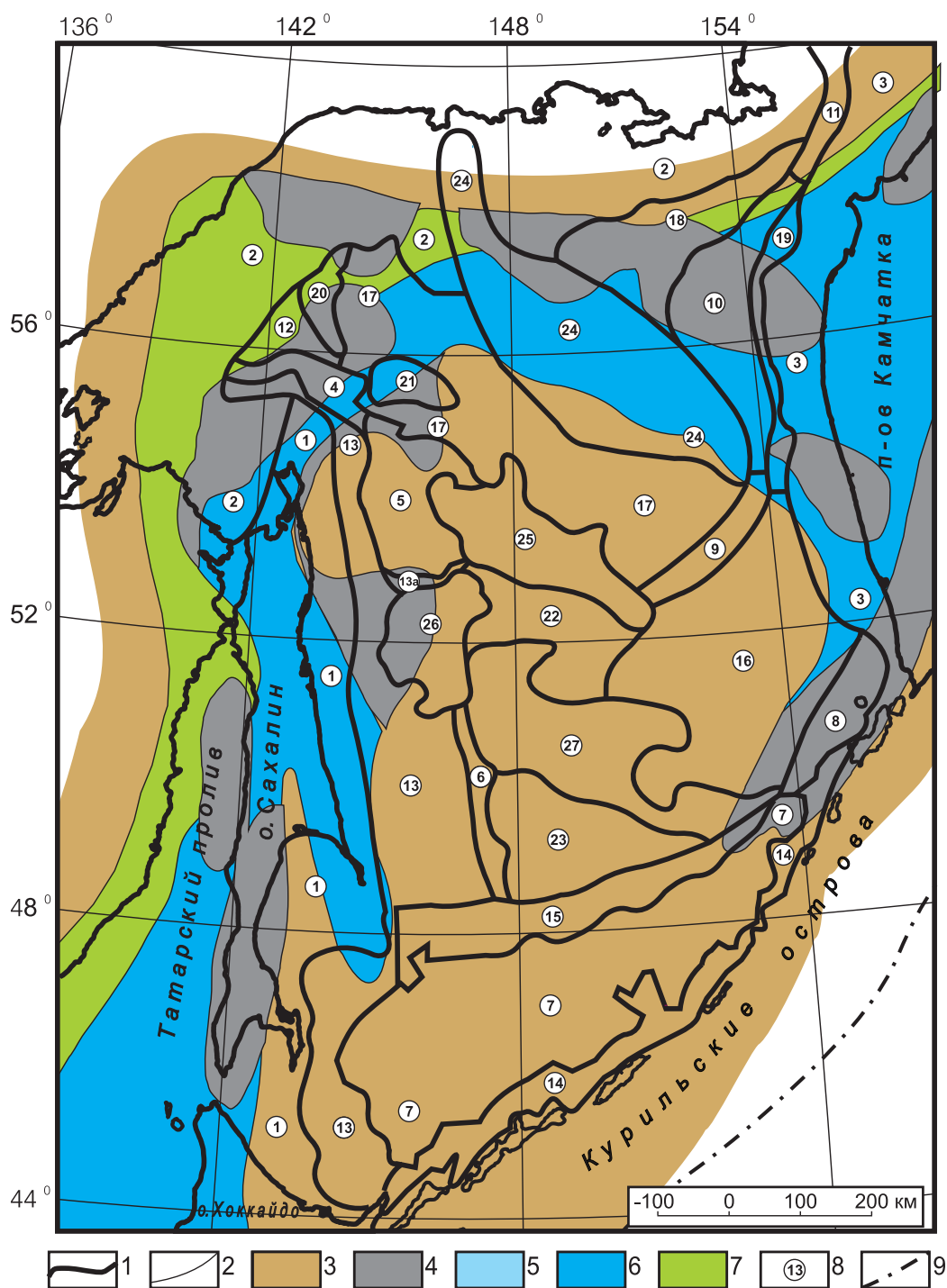


Рис. 5. Схема расположения основных неотектонических структурных элементов Охотского моря (см. рис. 3) относительно палеогеографической схемы литофизических комплексов доолигоценых отложений (K_2-P_{1-2} , РССК I) (см. рис. 4, А).

1 – границы основных неотектонических структурных элементов; 2 – границы литофизических комплексов; 3 – область отсутствия отложений (в период K_2-P_{1-2}); 4–7 – литофизические комплексы: 4 – алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углями, 5 – песчано-алеврито-глинистый терригенный, 6 – алеврито-глинистый кремнистый, 7 – песчано-алеврито-глинистый вулканогенный; 8 – номера неотектонических структурных элементов (соответствуют номерам на рис. 2, 3, 5–8); 9 – ось Курильского желоба.

Fig. 5. The location scheme of the principal neotectonic structural elements of the Sea of Okhotsk (see Fig. 3) relative to the paleogeographical scheme of the lithophysical complexes pre-Oligocene sediments (K_2-P_{1-2}), RSSC I) (see Fig. 4, A).

1 – boundaries of principal neotectonic structural elements; 2 – boundaries of lithophysical complexes; 3 – areas barren of sediments (during K_2-P_{1-2}); 4–7 – lithophysical complexes: 4 – silty-clayey-sandy terrigenous with coals, 5 – sandy-silty-clayey terrigenous, 6 – silty-clayey siliceous, 7 – sandy-silty-clayey volcanic; 8 – numbers of neotectonic structural elements (same as in Figures 2, 3, 5–8); 9 – axis of the Kuril trench.

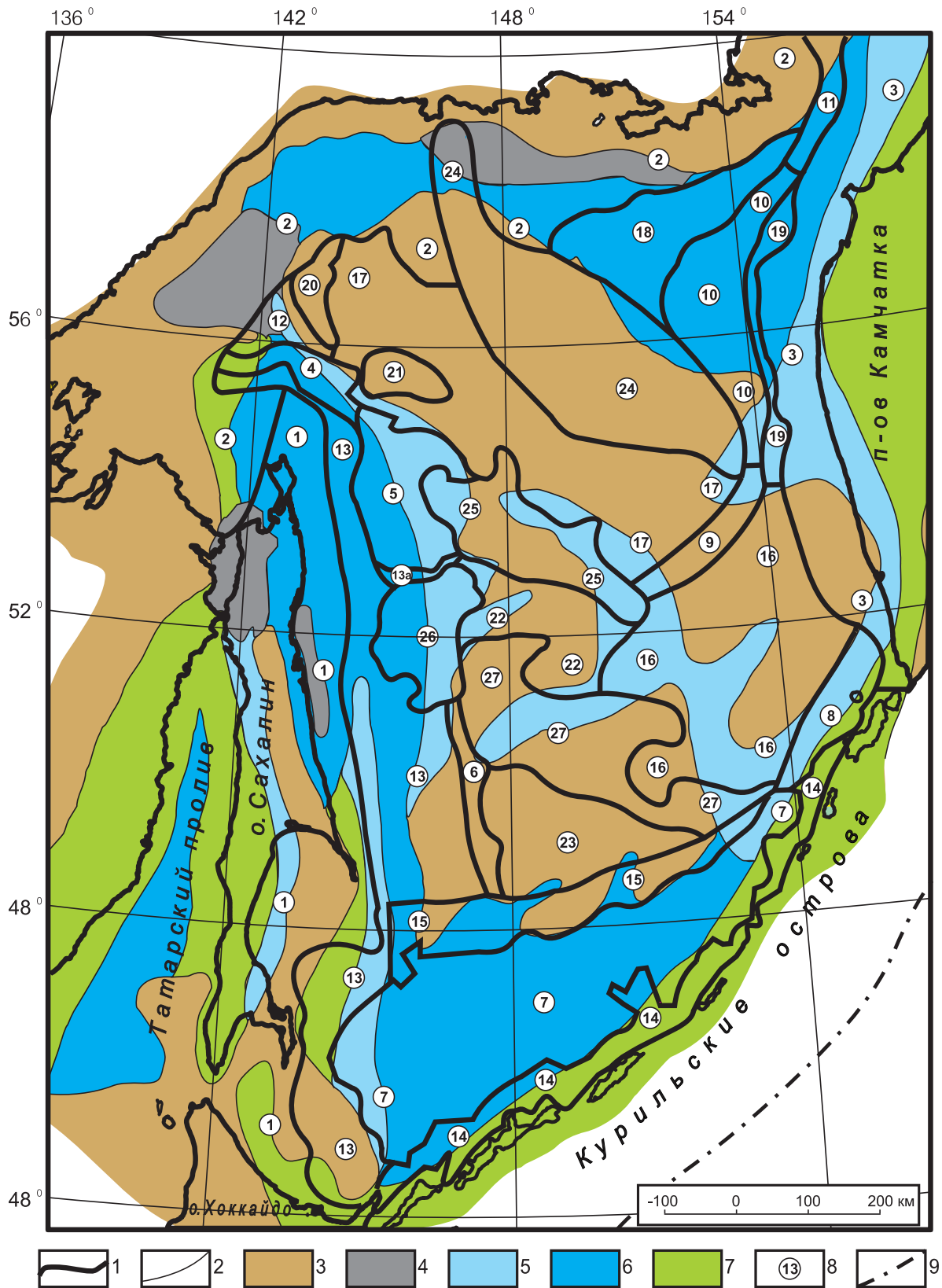


Рис. 6. Схема расположения основных неотектонических структурных элементов Охотского моря (см. рис. 3) относительно палеогеографической схемы литофизических комплексов олигоцен-нижнемиоценовых отложений ($P_3-N_1^1$, РССК II) (см. рис. 4, Б). 3 – область отсутствия отложений (в период $P_3-N_1^1$); остальные условные обозначения на рис. 5.

Fig. 6. The location scheme of the principal neotectonic structural elements of the Sea of Okhotsk (see Fig. 3) relative to the paleogeographical scheme of the lithophysical complexes Oligocene – Lower Miocene sediments ($P_3-N_1^1$, RССК II) (see Fig. 4, B). 3 – areas barren of sediments (during $P_3-N_1^1$). The legend is given in Fig 5.

Песчано-алеврито-глинистый терригенный ЛК в зависимости от удаленности от берега и глубины дна моря накапливался в условиях прибрежно-морских (преимущественно песчаные отложения), мелководно-морских (алеврито-глинистые осадки) и в относительно глубоководно-морских условиях (глинистые отложения), т.е. комплекс формировался в пределах шельфов и сравнительно пологих неглубоких подводных склонов. Алеврито-глинистый кремнистый ЛК отлагался в более глубоководных морских условиях при широком спектре фациальных обстановок (морские равнины, плато, узкие прогибы и трог) [Sergeyev, 2006]. Нижний предел глубины накопления высококремнистых отложений, судя по содержанию в них фауны тонкостворчатых пелиципод, вряд ли превышал величины в 400–600 м [Gladenkov et al., 2002]. Песчано-алеврито-глинистый вулканогенный ЛК накапливался в морских и субаэральных условиях.

В доолигоценное время (K_2 – P_{1-2}) (см. рис. 5) подавляющая часть территории Охотского моря представляла сушу или полузатопленную пенеplenизированную равнину, которые со всех сторон, кроме южной, обрамлялись сравнительно узким относительно глубоководным прогибом в виде выпуклого к северу полукольца, где накапливался алеврито-глинистый кремнистый ЛК. На северо-востоке прогиб, ориентированный в юго-восточном направлении, пространственно совпадал с большей частью позднее сформированного неотектонического Центрально-Охотского поднятия (24) и, пересекая южные части впадины ТИНРО (10) и Восточно-Тинровской флексуры (19), переходил на территорию Прикамчатского шельфа (3) и Западной Камчатки. Прогиб в рассматриваемое время пространственно занимал также северную и южную часть современного Прикамчатского шельфа (3). В северо-западной части прогиб резко поворачивал на юго-запад и в виде узкой полосы, пересекая северо-западную часть Кашеваровского поднятия (21), Старицкий прогиб (4) и узкую часть Присахалинской флексуры (13), заходил на территорию Северного, Центрального Сахалина и прилегающих шельфов (1) и (2). На отдельных участках по периферии прогиба, а также на юге Сахалина и в северной части Татарского прогиба формировались континентальные, прибрежно-морские и мелководно-морские отложения (алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углями ЛК). В районе острова Парамушир и Южной Камчатки аналогичные отложения формировались на территории неотектонического Голыгинского прогиба (8), частично на юго-востоке Прикамчатской флексуры (16) и на северо-востоке Прикурильской флексуры (14).

В северо-западной части Охотского моря на территории Приматерикового шельфа (2) в субаэраль-

ных условиях формировались туфогенно-осадочные и гравийно-галечные отложения с прослоями алевритов и глин, которые выделены в песчано-алеврито-глинистый вулканогенный ЛК.

В олигоцен-нижнемиоценовое время (P_3 – N_1^{14}) (см. рис. 6) значительная часть территории Охотского моря по-прежнему оставалась сушей. Особенностью рассматриваемого времени является значительное расширение доолигоценного прогиба (см. рис. 5) и возникновение довольно обширного Южно-Охотского понижения, в результате чего сформировалось три относительно глубоководных прогиба (Северный, Присахалинский и Южно-Охотский), в которых шло накопление отложений алеврито-глинистого кремнистого ЛК. Северный прогиб занимал часть современного Приматерикового шельфа (2), территории Западно-Тинровской флексуры (18), впадины ТИНРО (10), Шелиховского прогиба (11) и Прикамчатского шельфа (3). Присахалинский прогиб доолигоценного времени значительно расширился на север и на восток на территорию Присахалинской флексуры (13), западных участков впадины Дерюгина (5) и Южно-Дерюгинской блоковой зоны (26). Прогиб узкой полосой соединился с вновь возникшим Южно-Охотским прогибом, который занял территорию наиболее глубоководной части современной неотектонической Южно-Охотской впадины (7). В северо-западной и северной части Охотского моря на территории современного Приматерикового шельфа (2), а также на небольших прибрежных участках к северо-западу и востоку от Сахалина формировались континентальные, прибрежно-морские и мелководно-морские отложения (алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углями ЛК). Вновь возникли неширокие вытянутые участки относительно неглубокого моря, в которых формировались отложения песчано-алеврито-глинистого терригенного ЛК. Следует отметить, что морские мелководья, расположенные в центральной части Охотского моря и восточнее Присахалинского глубоководного прогиба, занимали участки различных неотектонических структурных элементов. Тектонические процессы прогибания сопровождались активной вулканической деятельностью в районах Западной Камчатки, Курильской островной дуги, на Сахалине и к западу от него. В Западно-Камчатской зоне прогибов развиты песчано-алеврито-глинистый вулканогенный и песчано-алеврито-глинистый терригенный литофизические комплексы, которые накапливались в морских условиях при различных вариациях глубины и рельефа бассейна. На Юго-Западном Сахалине песчано-алеврито-глинистый вулканогенный комплекс отвечает этапу олигоцен-миоценового вулканизма и представлен туфами, туффитами, туфоалевролитами с

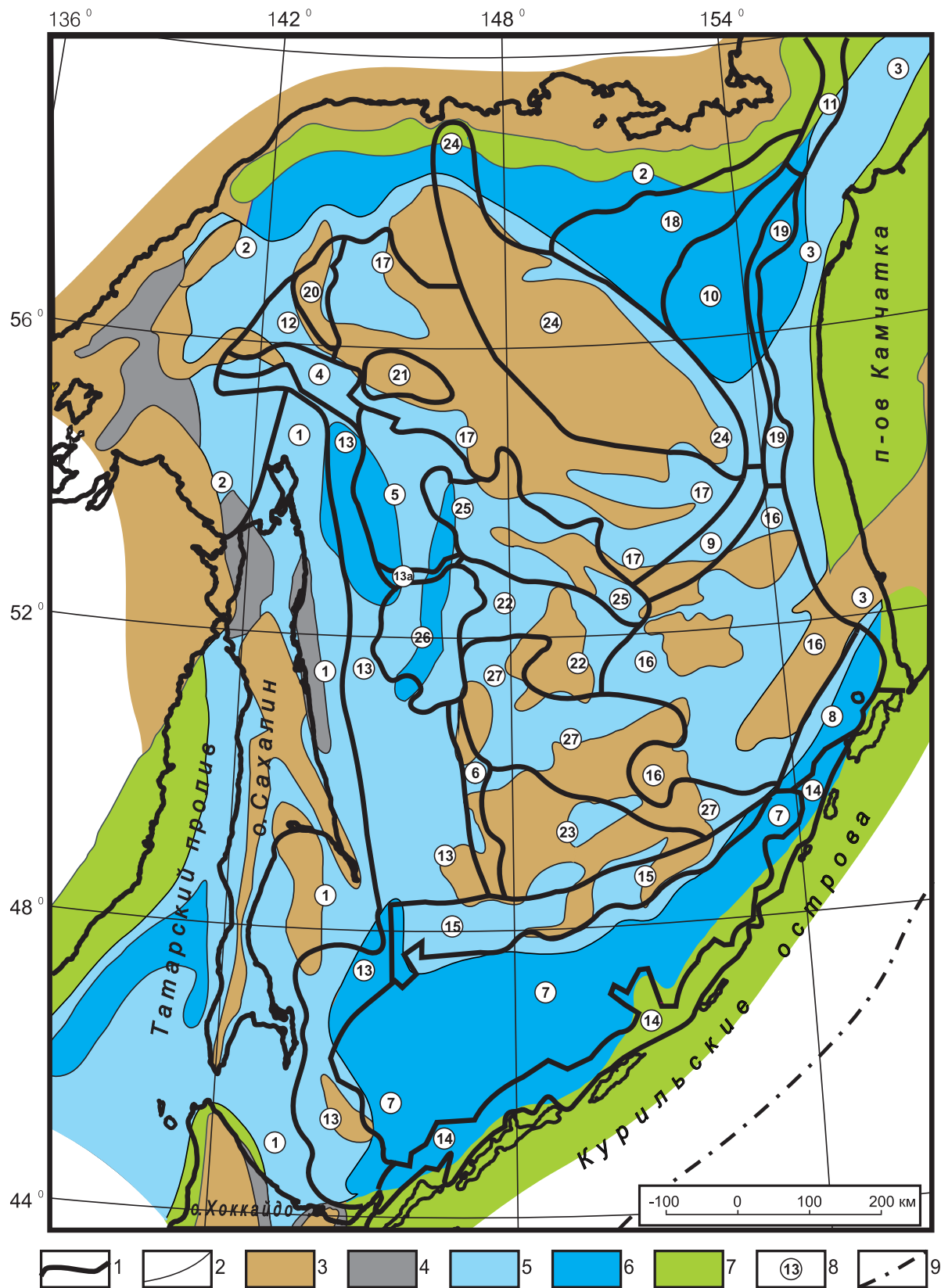


Рис. 7. Схема расположения основных неотектонических структурных элементов Охотского моря (см. рис. 3) относительно палеогеографической схемы литофизических комплексов нижне-среднемиоценовых отложений (N_{1-2} , РССК III) (см. рис. 4, B). 3 – область отсутствия отложений (в период N_{1-2}); остальные условные обозначения на рис. 5.

Fig. 7. The location scheme of the principal neotectonic structural elements of the Sea of Okhotsk (see Fig. 3) relative to the paleogeographical scheme of the lithophysical complexes of Lower-Mid Miocene sediments (N_{1-2} , RSCC III) (see Fig. 4, B). 3 – areas barren of sediments (during N_{1-2}). The legend is given in Fig 5.

прослоями песчаников, алевролитов и кремнистых алевролитов.

В нижнем-среднем миоцене $N_1^1-N_1^2$ (см. рис. 7) значительные участки суши сохранились на территориях Центрально-Охотского поднятия (24), Центрально-Охотской флексуры (17), Кашеваровского поднятия (21), поднятия Ионы (20), в районе поднятий Института Океанологии (22) и Академии Наук (23), на отдельных участках Прикамчатской флексуры (16) и в других местах. На Западной Камчатке песчано-алеврито-глинистый вулканогенный ЛК представлен туфогенными песчаниками и алевролитами с прослоями туфов, гравелитов и конгломератов, которые накапливались преимущественно в мелководных морских условиях, сменявшихся в фазы трансгрессий более глубоководными условиями. В районе Курильской островной дуги, как и на предыдущем этапе ($P_3-N_1^1$), продолжали накапливаться вулканогенные образования. На территории Охотского моря сохранились три относительно глубоководных прогиба, но размеры их несколько изменились. Северный прогиб уменьшился за счет сокращения своих размеров на Прикамчатском шельфе (3) и на территории Шелиховского неотектонического прогиба (11). Южно-Охотский прогиб значительно удлинился на северо-восток в виде узкой полосы, заняв территорию современного неотектонического Голыгинского прогиба (8). Весьма существенно сократился в размерах Присахалинский прогиб, который в рассматриваемое время полностью потерял связь с Южно-Охотским прогибом. В остальной части Охотского моря формировался песчано-алеврито-глинистый терригенный ЛК как в условиях мелководья, так и в относительно глубоководных условиях, которые существовали в центральных частях бассейнов.

В верхнемиоцен-плиоценовое время ($N_1^3-N_2$) (рис. 8) в Охотском море сохранились лишь отдельные фрагменты суши, существовавшей в предшествующее время ($N_1^1-N_1^2$) (см. рис. 7). В Западной Камчатке сформировалась маломощная толща субконтинентальных осадков, выделенных в алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углями ЛК. Аналогичный ЛК несколько расширился на Северном Сахалине и к северо-западу от него на Приматериковом шельфе (2). В Приматериковой зоне и в районе Курильской островной дуги продолжалось формирование песчано-алеврито-глинистого вулканогенного ЛК. В рассматриваемый период в Охотском море по-прежнему существовали три относительно глубоководных прогиба. Северный – увеличил размеры в северо-восточном и восточном направлениях относительно предшествовавшего времени ($N_1^1-N_1^2$) (см. рис. 7). Южно-Охотский прогиб сократился за счет его северо-восточной Голыгинской (8) части. В прогибе по-прежнему устойчи-

во сохранились условия для накопления алеврито-глинистого кремнистого ЛК. Дальнейшее погружение бассейна привело к формированию его крутых склонов (флексур) и возрастанию роли турбидитных потоков в формировании осадочного комплекса. Присахалинский прогиб несколько увеличился в северо-западном и западном направлениях главным образом за счет Присахалинского шельфа (1). В южной части рассматриваемый прогиб разделен относительно неглубоким морем на две узкие части. Большая часть Охотского моря, где сосредоточена подавляющая часть неотектонических структурных элементов, была относительно неглубокой, и в ней накапливались отложения песчано-алеврито-глинистого терригенного ЛК. В Присахалинском и Прикамчатском районах преобладающим типом пород комплекса являются пески и песчаники с прослоями алевролитов, глин и диатомитов, накопление которых происходило в условиях прибрежной равнины, периодически затопляемой мелководным морем с образованием заболоченных участков и лагун. В фазы трансгрессий на отдельных участках создавались относительно глубоководные морские условия, о которых свидетельствуют прослойки глин и диатомитов. Глинизация этого комплекса увеличивается по мере возрастания глубин акватории [Sergeyev, 2006].

Таким образом, используя карты (см. рис. 5–8), можно для всех выделенных неотектонических структурных элементов проследить, в каких палеогеографических условиях они находились в каждом из четырех рассмотренных выше временных интервалов.

Ниже кратко рассмотрим палеогеографические условия в районах склонов (флексур) Южно-Охотской глубоководной впадины, установленные по данным драгирования осадочных пород.

На восточном склоне подводного хребта Терпения (П-1, западная часть Южно-Охотской флексуры (15) на рис. 9) подняты породы верхнего палеоцена – нижнего олигоцена ($P_1^2-P_3^1$), которые формировались в прибрежно-морских условиях [Terekhov et al., 2008].

В районе западного склона Южно-Охотской впадины (П-2, южная часть Присахалинской флексуры (13) на рис. 9) в период верхний олигоцен – ранняя часть нижнего миоцена ($P_3^2-N_1^1$) в мелководном морском бассейне накапливались терригенные осадки. В середине нижнего миоцена (N_1^1) здесь начали формироваться кремнистые породы в шельфовых условиях, которые в конце нижнего (N_1^1) – начале среднего (N_1^2) миоцена сменились на батиальные условия. В этот же период (верхний олигоцен – нижний миоцен – $P_3^2-N_1^1$) в районе подводного хребта Терпения (П-1) в мелководных шельфовых условиях (0–200 м) отлагались диато-

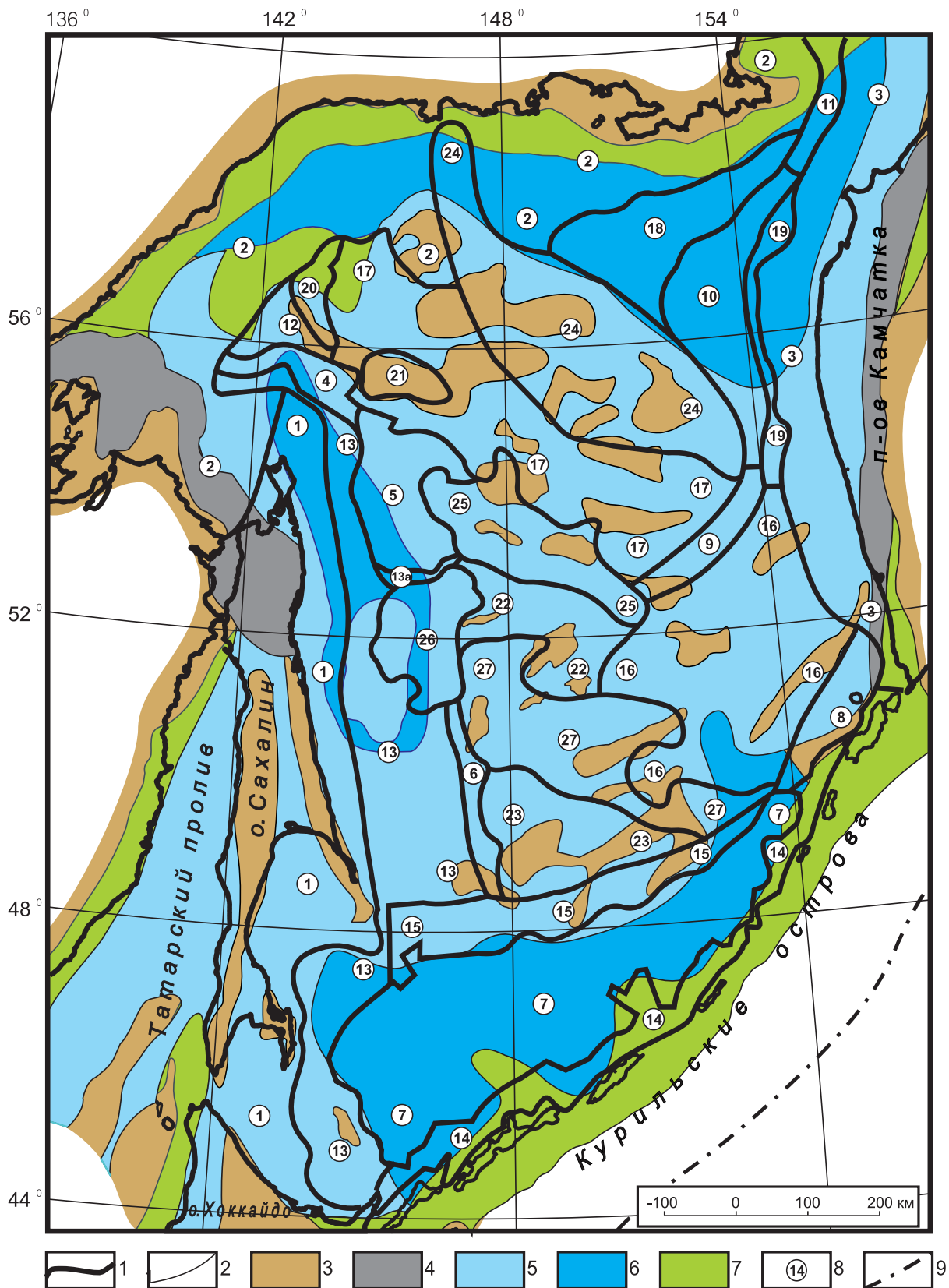


Рис. 8. Схема расположения основных неотектонических структурных элементов Охотского моря (см. рис. 3) относительно палеогеографической схемы литофизических комплексов верхнемиоцен-плиоценовых отложений ($N_1^3-N_2$, РССК IV) (см. рис. 4, Г). 3 – область отсутствия отложений (в период $N_1^3-N_2$); остальные условные обозначения на рис. 5.

Fig. 8. The location scheme of the principal neotectonic structural elements of the Sea of Okhotsk (see Fig. 3) relative to the paleogeographical scheme of the lithophysical complexes Upper Miocene – Pliocene sediments ($N_1^3-N_2$), RSSC IV) (see Fig. 4, Г). 3 – areas barren of sediments (during $N_1^3-N_2$). The legend is given in Fig. 5.

миты и туфодиадомиты. В начале среднего миоцена (N_1^2) осадконакопление сменилось на условия внешнего шельфа – верхней батииали (от 200 до 1500 м). К востоку от этого района в западной части Южно-Охотской флексуры (15) (П-3) отложения верхнего олигоцена – начала среднего миоцена ($P_3^2-N_1^2$) формировались в относительно мелководных шельфовых условиях [Terekhov et al., 2008].

В рассмотренных выше склонах Южно-Охотской впадины (7) выпадение из разрезов основного объема среднего (N_1^2) и верхнего (N_1^3) миоцена связывается с размывом этих отложений [Terekhov et al., 2008].

Верхний миоцен (N_1^3 – 7.6–6.4 млн лет) подводного хребта Терпения (П-1) представлен туфоалевролитами, которые формировались в шельфовых условиях [Tsoy, 2007; Terekhov et al., 2008]. Отложения аналогичного возраста установлены в районе хребта Гидрографов (П-5, Прикурильская флексура (14) на рис. 9) [Tsoy, 2007]. Позднее в верхнем миоцене (N_1^3 – 6.4–5.5 млн лет) в северо-восточной части Южно-Охотской флексуры (15) (П-4) и в районе хребта Гидрографов (П-5) стали доминировать глубоководные батииальные условия осадконакопления. Отложения рассматриваемого возраста (N_1^3 – 6.4–5.5 млн лет) на Северном и Южном Сахалине, на Северном Хоккайдо и в Северо-Охотском прогибе имеют мелководный характер [Tsoy, 2007].

В период верхний миоцен – верхний плиоцен ($N_1^3-N_2^3$ – 5.5–2.0 млн лет) в северо-восточной части Южно-Охотской флексуры (15) (П-4) и в районе хребта Гидрографов (П-5) в верхнем миоцене – среднем плиоцене ($N_1^3-N_2^2$ – 5.5–2.7/2.6 млн лет) существовали глубоководные батииальные условия осадконакопления. При этом следует отметить, что в северо-восточной части Южно-Охотской флексуры (15) (П-4) в глубоководных осадках в верхнем миоцене – нижнем плиоцене ($N_1^3-N_2^1$ – 5.5–3.9/3.5 млн лет) зафиксировано большое разнообразие бентических видов диатомей, что связано с привнесением их придонными течениями или суспензионными потоками с шельфовой зоны. Кроме того, во всех плиоценовых комплексах отмечены переотложенные виды диатомей олигоцен-миоценового возраста, вынесенных размывом этих отложений при формировании плиоценовых осадков [Tsoy, 2007].

В районе западного склона Южно-Охотской впадины (П-2) формирование осадков в верхнем миоцене – среднем плиоцене ($N_1^3-N_2^2$ – 5.5–2.7/2.6 млн лет) происходило, как и в районе хребта Гидрографов (П-5), в батииальных условиях [Tsoy, 2007]. В конце плиоцена ($N_2^2-N_2^3$ – 2.7/2.6–2.0 млн лет) в районе П-2 произошло резкое обмеление бассейна, в результате чего здесь сформировался шельф

[Tsoy et al., 2003; Tsoy, 2007]. Мелководные условия осадконакопления в это время отмечены также на островах Итуруп и Хоккайдо, на шельфе Восточного Сахалина (залив Чайво) и в Северо-Охотском прогибе [Tsoy, 2007]. В среднем-верхнем плиоцене (средне-верхненутовское время) в восточной прибрежной части Северного Сахалина отлагались морские мелководные осадки [Zhidkova et al., 1968], при этом вдоль его восточного побережья проходила полоса мелководья, где накапливались преимущественно песчаные осадки, которые в восточном направлении вначале сменялись глинами, а затем диатомитами [Gladenkov et al., 2002].

В верхнем плиоцене – верхнем эоплейстоцене ($N_2^3-Э_2$ – 2.0–1.0 млн лет) в районах Южно-Охотской флексуры (15), Прикурильской флексуры (14) (районы хребта Гидрографов (П-5) и Броутоновской группы вулканов (П-6)), а также в районе подводной вулканической постройки в восточной части впадины (станции 45-1, 48-1) существовали глубоководные условия осадконакопления с преобладанием океанических видов диатомей. Наличие в осадках третичных видов диатомей свидетельствует об эрозионных процессах при их формировании. В районе Броутоновской группы вулканов (П-6) отмечено значительное количество бентических видов диатомей, которые могли быть привнесены в глубоководные осадки придонными течениями или суспензионными потоками с прибрежных районов. Формирование осадков рассматриваемого возраста на шельфе Восточного Сахалина (залив Чайво), на Южном Сахалине (Макаровский разрез) и на острове Хоккайдо происходило в мелководных морских условиях [Tsoy, 2007].

По данным [Vasiliev, 1975], породы, драгированные на склонах глубоководных котловин Охотского и Японского морей, датируются верхним миоценом – нижним плиоценом, при этом поднятые угловатые глыбы пронизаны многочисленными норрами и ходами беспозвоночных. Большинство нор заполнено серым плотным алевритом. Из образца туфодиадомита, поднятого с западного склона Южно-Охотской глубоководной впадины с глубины 600 м, возраст плотных алевритов, выполняющих норы, определен как верхний плиоцен – нижний плейстоцен. Время заполнения нор алевритом – это начало опускания мелководных участков на большие глубины, т.е. погружение дна происходило уже в четвертичное время.

На основании изучения сформированных на суше подводных вулканов прикурильской части Охотского моря предполагается погружение их на разные глубины с различной скоростью в четвертичное время, при этом степень углубления уменьшалась по направлению к берегам [Ostapenko, 1978].

Несмотря на большое количество колонок донных отложений и других данных, палеогеоморфология Охотского моря в четвертичное время остается недостаточно изученной. Ранее по материалам длинных колонок в осадках Охотского моря было выделено от четырех [Saidova, 1961] до пяти [Jouse, 1962] горизонтов, которые обозначались цифрами I, II, III, IV и V, причем четные горизонты соответствовали холодным (ледниковым) временным интервалам, а нечетные – теплым (межледниковым). Впоследствии горизонты были сопоставлены с соответствующими ледниковыми и межледниковыми изотопно-кислородными стадиями (ИКС).

Ниже приводится краткое описание ряда колонок, которое дает определенное представление о палеогеографических условиях в отдельные периоды четвертичной системы.

В районе впадины Дерюгина (5) (рис. 9) колонки, охарактеризованные А.П. Жузе [Jouse, 1962], вскрывают только два верхних горизонта (станции 102, 103, 917). Для горизонта I, сложенного глинисто-диатомовыми илами с возрастом менее 12.4 тыс. л.н. [Astakhov et al., 2005], характерны исключительно океанические виды диатомей [Jouse, 1962].

Наличие в отложениях горизонта II (станции 102, 103, 917) сублиторальных морских диатомей с доминированием в них руководящей формы *Melosira sulcata*, обитающей в области песчаных мелководий, присутствие в колонках станций 103 и 102 спикул кремневых губок, характерных для глубин 100–350 м, а также эстуарных и пресноводных видов диатомей (в том числе речных и озерных видов на станции 917) указывают на то, что формирование отложений горизонта II происходило в прибрежных мелководных условиях. Переотложенные третичные диатомей в осадках горизонта II свидетельствуют о понижении уровня Охотского моря и об усилении процессов размыва третичных пород на прилегающих территориях. В целом «результаты диатомового анализа показали, что в эпоху последнего оледенения на месте современной глубоководной котловины Дерюгина находились глубины, не превышающие 300–350 м» [Jouse, 1962, p. 217]. В связи с этим в районе станции 917 погружение морского дна за поздний плейстоцен и голоцен ($Q_3^4+Q_4$) составило ориентировочно 1340 м, т.е. происходило в среднем со скоростью 8 см/год [Semakin, Kochergin, 2010].

В районе впадины Дерюгина (рис. 9) наиболее полный разрез четвертичных отложений вскрыт колонкой LV28-34-2 длиной 969 см и в нем выделено шесть горизонтов [Mukhina, 2005]. Для горизонтов I, III и V устанавливается относительно высокое содержание бореальных, преимущественно пелагических, а также умеренно тепловодных оке-

анических диатомей. Отложения горизонтов характеризуются тонкими фракциями с прослоями, обогащенными органогенными элементами, а также слабокремнистыми и кремнистыми илами [Mukhina, 2005]. Илистая фракция образуется путем осаждения взвеси при постоянно низкой активности придонных вод, что для окраинных бассейнов типично при высоком стоянии уровня моря [Gorbarenko et al., 1988]. Горизонты II, IV и VI, сформировавшиеся при пониженном уровне моря, отличаются низкой численностью диатомей. Среди них встречаются арктические, арктобореальные и северо-бореальные, неритические и сублиторальные (бентосные) виды – *Bacterosira fragilis*, *Thalassiosira gravida* + *T. antarctica*, *Paralia sulcata*, которые характерны для осадков шельфовой зоны. Отмечаются единичные экземпляры сублиторальных диатомей солоноватоводного и пресноводного генезиса, а также переотложенные неогеновые виды. Отложения горизонтов характеризуются грубым гранулометрическим составом с песчаными прослоями, что свидетельствует о возрастании активности придонных течений [Mukhina, 2005].

В колонке LV27-5-3 (длина 542 см) [Matul et al., 2003], пройденной в северо-восточной части Центрально-Охотской флексуры (17) (рис. 9) на глубине 482 м, выделено семь горизонтов, соответствующих интервалу ИКС от 1 до 7 ($Q_4-Q_2^5$). Максимальная фаза развития оледенения в колонке соответствует уровню изотопно-кислородного события 6.2. Преобладающее влияние шельфовых водных масс в это время отражено в совместном доминировании (в сумме до 75 %) сублиторального (бентосного) вида *P. sulcata* и неритических видов *T. gravida* + *T. antarctica*. В период, соответствующий ИКС 4 (горизонт IV), как и в интервале ИКС 6, заметно повышалась роль сублиторального вида на фоне высокого содержания двух неритических видов (названия указаны выше). В период изотопно-кислородной подстадии 5e на условия приповерхностного слоя воды значительно влияли тихоокеанские водные массы.

Таким образом, в районе впадины Дерюгина в период осадконакопления горизонта II (Q_3^4) существовали мелководные и прибрежно-морские условия (в частности, вблизи станции 917), а также шельфовые условия к северо-востоку от впадины при формировании горизонтов II – Q_3^4 , IV – Q_3^2 и VI – Q_2^6 (колонки LV28-34-2 и LV27-5-3) (рис. 9). Осадконакопление в период формирования горизонтов I – $Q_3^4-Q_4$, III – Q_3^3 , V – Q_3^1 и VII – Q_2^5 , соответствующих ИКС 1-2, 3, 5 и 7, происходило при более глубоководных условиях (при более высоком уровне моря).

В колонке LV28-41-5 (длина 715 см), пройденной на южном склоне поднятия Института Океаноло-

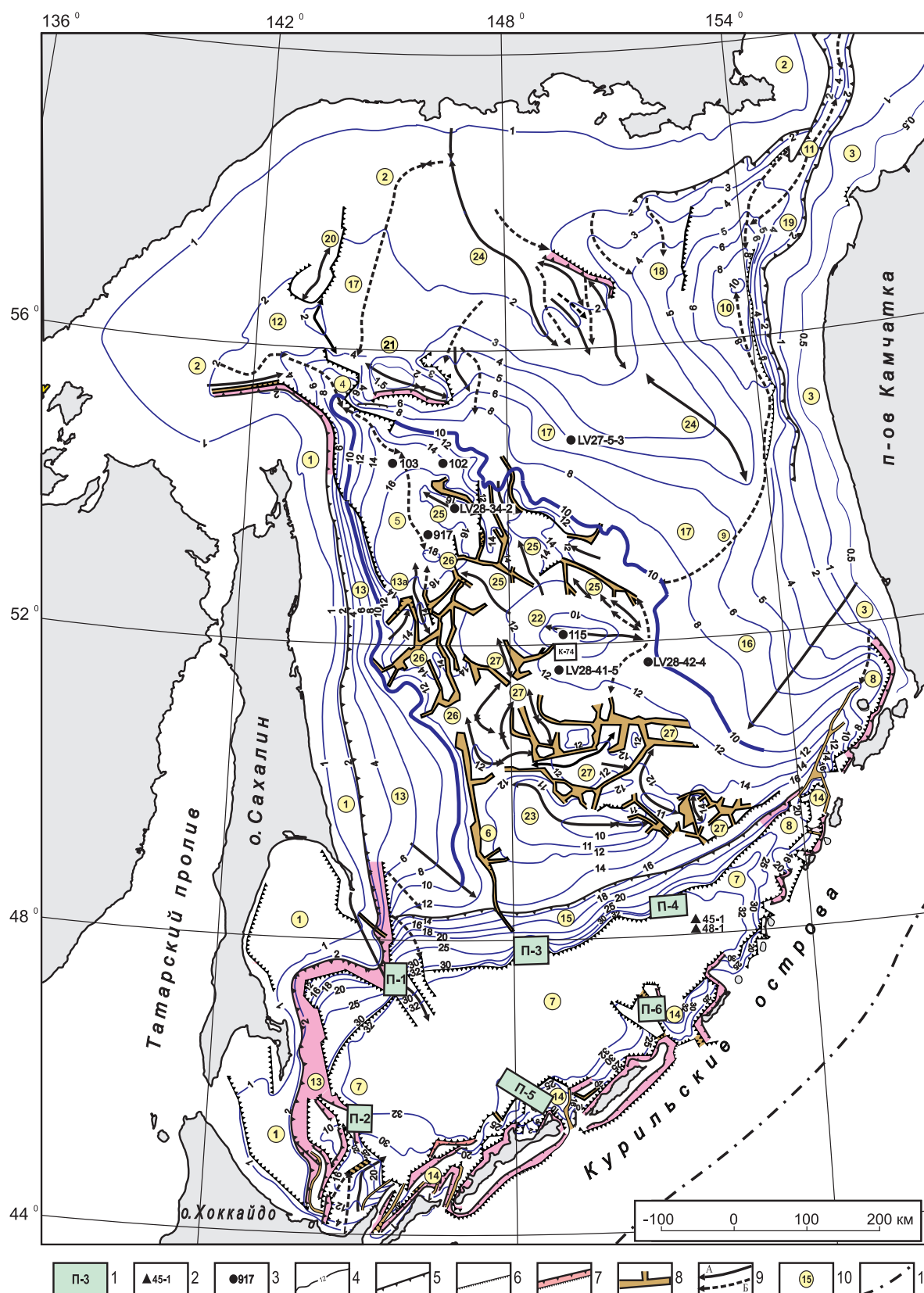


Рис. 9. Схема расположения полигонов драгирования и станций геологических колонок.

1 – полигон драгирования и его номер; 2 – станция драгирования и ее номер; 3 – станция геологической колонки и ее номер; условные обозначения 4–11 соответствуют условным обозначениям 1–8 на рис. 2.

Fig. 9. The location scheme of the polygons of the drags and the stations of the geological columns.

1 – polygon of the drag and its number; 2 – station of the drag and its number; 3 – station of the geological column and its number. The legend numbers 4–11 are the same as 1–8 in Fig. 2.

гии (22) на глубине 1114 м (рис. 9), выделено шесть горизонтов, соответствующих шести ИКС [Ivanova, Gorbarenko, 2005]. В горизонте VI в составе акцессорных видов фораминифер отмечены типичные представители шельфовых ассоциаций. В горизонтах IV и II, соответствующих холодным ИКС 4 и 2, видовое разнообразие обеспечивается присутствием значительного числа арктических видов, характерных для шельфовых ассоциаций. В горизонте V выделены все подгоризонты (V.1–V.5), при этом подгоризонт V.5 характеризуется богатым комплексом бентосных фораминифер и соответствует самой теплой изотопно-кислородной подстадии 5e, что явилось следствием интенсивного поступления в Охотское море теплых тихоокеанских вод в это время. Осадки горизонта III сформированы в условиях потепления климата. Комплексы горизонтов I и V характеризуются видами, встречающимися в современных осадках подводных возвышенностей Охотского моря.

В пределах поднятия Института Океанологии (22) (рис. 9) в период формирования горизонта II предполагается существование зоны размыва, из которой осуществлялась донная транспортировка осадочного материала, достигавшая района станции К-74, расположенной южнее станции 115 [Gorbarenko et al., 1988].

В колонке LV28-42-4 (длина 1084 см), расположенной на юго-восточном склоне поднятия Института Океанологии (22) на глубине 1041 м, изученный разрез характеризует интервал 190–350 тыс. л.н. (Q_2^5 – Q_2^2), который включает изотопно-кислородные стадии (ИКС) 7–10 [Barash et al., 2006]. Для холодного интервала ИКС 10 (350–337 тыс. л.н. – Q_2^2) характерно практически полное отсутствие диатомовой флоры, на основании чего предполагается, что море в этот период было полностью покрыто льдами. Наступающее потепление («дегляциация») в конце ИКС 10 и самом начале ИКС 9 (337–331 тыс. л.н. – Q_2^{2-3}) выразилось в появлении в осадках редких, устойчивых к растворению грубоокремненных створок диатомей (приводятся два вида океанических и два вида неритических диатомей, причем два последних вида отмечаются в шельфовых осадках). Присутствует также малочисленная, но достаточно разнообразная в видовом отношении пресноводная флора. Единичными экземплярами представлены ископаемые виды и виды солоновато-водных родов. На основании этих данных можно предположить, что в районе поднятия Института Океанологии (22) в указанный период (Q_2^{2-3}) существовали прибрежно-морские условия и, возможно, суша. Потепление климатического оптимума ИКС 9 проявилось в интервале 331–317 тыс. л.н. (Q_2^3). Этот период отмечается расцветом тепловодной океанической флоры и

усиленным водообменом с Тихим океаном. В большей части ледниковой ИКС 8 диатомей в осадках отсутствуют (суровые ледниковые условия), но в самом ее конце (260 тыс. л.н. – Q_2^4) при наступлении дегляциации количество диатомей увеличилось – отмечается наличие двух видов океанических и четырех видов неритических диатомей, причем последние типичны для комплексов высокопродуктивных шельфовых районов Охотского моря. Таким образом, на юго-восточном склоне поднятия Института Океанологии (22) в конце ИКС 8 (Q_2^4), возможно, существовали шельфовые условия.

В холодные ИКС (2, 4, 6, 8, 10) в Охотском море ослабевало (или даже прекращалось) влияние теплых и более соленых тихоокеанских вод. Регрессии, эвстатическое снижение уровня моря и уменьшение глубин в периоды оледенений (горизонты II, IV, VI, VIII, X) приводили к осушению большей части относительно мелководных территорий акватории, что в значительной степени способствовало поступлению большого количества терригенного материала в районы накопления осадков. В теплые ИКС (1, 3, 5, 7) в Охотском море увеличивался приток тихоокеанских и япономорских вод, что способствовало повышению уровня моря в эти периоды. А.С. Астахов с соавторами [Astakhov et al., 1988] показали, что преобладание океанических диатомей в Охотском море в голоцене могло быть обусловлено увеличением глубины бассейна, при которой улучшился водообмен с океаном через углубившиеся и расширившиеся Курильские проливы. В связи с этим можно предположить, что характер упомянутой выше циркуляции тихоокеанских и япономорских вод может быть связан как с эвстатическими колебаниями уровня моря, так и с тектоническими изменениями глубины морского дна.

Х.М. Саидова на основании изучения донных фораминифер дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана установила, что «... при отложении второго, четвертого и шестого горизонтов дно дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана испытывало поднятие. Наибольшее поднятие дна было во время отложения четвертого горизонта, а наибольшее погружение – во время отложения первого горизонта. Во время отложения третьего, пятого и седьмого горизонтов также происходило опускание дна, но, по-видимому, в меньшей степени, чем во время отложения первого горизонта» [Saidova, 1961, p. 168].

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На основании анализа полигенетической, полихронной «вершинной» поверхности морского

дна составлена структурно-неотектоническая карта (см. рис. 2) и схема основных неотектонических структурных элементов (см. рис. 3) Охотского моря.

2. С целью изучения истории формирования неотектонических структурных элементов проведено сопоставление их современного пространственного положения (см. рис. 3) с палеогеографическими схемами ЛК четырех временных интервалов: K_2-P_{1-2} , $P_3-N_1^1$, N_1^{1-2} , $N_1^3-N_2$, при этом показано, при каких палеогеографических условиях происходило осадконакопление различных литофизических комплексов (см. рис. 4).

3. В результате составлено четыре карты (рис. 5–8), по которым можно проследить, в каких палеогеографических условиях находились выделенные неотектонические структурные элементы в каждом из четырех указанных выше временных интервалов:

в доолигоценовое время (K_2-P_{1-2}) (см. рис. 5) подавляющая часть территории Охотского моря представляла собой сушу или полузатопленную пенеппенизированную равнину и лишь на территории Центрально-Охотского поднятия (24), частично в пределах впадины ТИНРО (10), Прикамчатского (3) и Присахалинского (1) шельфов существовали относительно глубоководные прогибы, по периферии которых местами прослеживались прибрежно-морские условия;

в олигоцен-нижнемиоценовое время ($P_3-N_1^1$) (см. рис. 6) значительная территория центральной части Охотского моря по-прежнему оставалась сушей, включая осушившиеся к этому времени участки Центрально-Охотского (24) и Кашеваровского (21) поднятий. Лишь на отдельные участки рассматриваемого района проникло мелководное море в виде нешироких заливов. В районе впадины ТИНРО (10) существенно расширился глубоководный Северный прогиб, заняв почти всю территорию современной впадины (10) и прилегающие участки. Присахалинский прогиб распространился на север и особенно на восток, заняв территории Присахалинского шельфа (1), Присахалинской флексуры (13), западные участки впадины Дерюгина (5) и Южно-Дерюгинской блоковой зоны (26). В рассматриваемое время начал формироваться Южно-Охотский прогиб, который занял территорию наиболее глубоководной части современной неотектонической Южно-Охотской впадины (7). В период верхний олигоцен – нижний миоцен ($P_3^2-N_1^1$) мелководные шельфовые условия (0–200 м) существовали в районе западного склона Южно-Охотской впадины (П-2 на рис. 9) и в районе подводного хребта Терпения (П-1 на рис. 9). Аналогичные условия установились в западной части Южно-Охотской флексуры (П-3 на рис. 9) в период

верхний олигоцен – начало среднего миоцена ($P_3^2-N_1^2$);

в нижнем-среднем миоцене ($N_1^1-N_1^2$) (см. рис. 7) участки суши в Охотском море сохранились на поднятиях Центрально-Охотском (24), Ионы (20), Кашеваровском (21) и в меньшей мере – на поднятии Академии Наук (23). Значительно сократилась суша в пределах блоковых зон Кашеваровской (25) и Макаровской (27), на флексурах Центрально-Охотской (17) и Прикамчатской (16). Изменились размеры трех глубоководных прогибов. Уменьшился Северный прогиб, но он почти полностью сохранился в пределах впадины ТИНРО (10) и на прилегающих флексурах. Весьма существенно сократился Присахалинский прогиб, который сохранился лишь в западной части впадины Дерюгина (5) и на прилегающем участке Присахалинской флексуры (13). Южно-Охотский прогиб несколько расширился в западном направлении и удлинился на северо-восток в виде узкой полосы, заняв территорию современного неотектонического Голыгинского прогиба (8). Остальная часть Охотского моря была сравнительно неглубокой. В районе Западного склона Южно-Охотской впадины (П-2 на рис. 9) батимальные условия существовали в конце нижнего (N_1^1) – начале среднего (N_1^2) миоцена. В районе подводного хребта Терпения (П-1 на рис. 9) в начале среднего миоцена (N_1^2) осадконакопление выполнялось в условиях внешнего шельфа – верхней батии (от 200 до 1500 м);

в верхнемиоцен-плиоценовое время ($N_1^3-N_2$) (см. рис. 8) в Охотском море сохранились лишь отдельные фрагменты суши, но по-прежнему существовали три относительно глубоководных прогиба. Северный прогиб увеличил размеры в северо-восточном и восточном направлениях. Присахалинский прогиб сохранился в западной части впадины Дерюгина (5) и несколько увеличился в северо-западном и западном направлениях главным образом за счет Присахалинского шельфа (1). Южно-Охотский прогиб сократился за счет северо-восточной голыгинской части. Дальнейшее погружение бассейна привело к формированию его крутых склонов (флексур). Остальная, большая, часть бассейна была занята относительно неглубоким морем. В верхнем миоцене (N_1^3 – 7.6–6.4 млн лет) в районах подводных хребтов Терпения (П-1 на рис. 9) и Гидрографов (П-5) существовали шельфовые условия осадконакопления. Начиная с конца верхнего миоцена (N_1^3 – 6.4 млн лет) и по верхний эоплейстоцен (1 млн лет) включительно в районах Южно-Охотской (15) и Прикурильской (14) флексур существовали глубоководные батимальные условия. В районе Западного склона Южно-Охотской впадины (П-2 на рис. 9) в период верхний миоцен – средний плиоцен ($N_1^3-N_2^2$ – 5.5–2.7 млн лет) суще-

ствовавали бативальные условия, но в конце плиоцена (N_2^3 – 2.6–2.0 млн лет) здесь произошло резкое обмеление бассейна, в результате чего образовался шельф.

4. Окончательное морфологическое оформление неотектонических структурных элементов происходило в четвертичное время.

5. На основании анализа материалов по Охотскому морю можно предположить, что периодические изменения глубин морского дна в четвертич-

ный период не только связаны с эвстатическими колебаниями уровня моря, но обусловлены также и тектоническими факторами, т.е. в ледниковые (холодные) эпохи морское дно испытывало поднятие, а в межледниковые (теплые) эпохи происходило его опускание. Это положение согласуется с данными, полученными Х.М. Саидовой [Saidova, 1961] на основании изучения донных фораминифер дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана.

6. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Astakhov A.S., Gorbarenko S.A., Bakhareva G.A., Gretskeya E.V., Sattarova V.V., 2005. Distribution and accumulation rate of ore elements in Holocene and late glacial sediments of the Deryugin basin, Sea of Okhotsk. *Lithology and Mineral Resources* 40 (2), 97–113. <http://dx.doi.org/10.1007/s10987-005-0012-1>.
- Astakhov A.S., Vagina N.K., Gorbarenko S.A., Demidenko Ye.L., Shapovalov V.V., Biryulina M.G., 1988. Velocities of Holocene sedimentation in the Sea of Okhotsk. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* (4), 3–14 [Астахов А.С., Вагина Н.К., Горбаренко С.А., Демиденко Е.Л., Шаповалов В.В., Бирюлина М.Г. Скорости голоценового осадконакопления в Охотском море // *Тихоокеанская геология*. 1988. № 4. С. 3–14].
- Barash M.S., Matul A.G., Kazarina G.Kh., Khusid T.A., Abelman A., Biebow N., Nürnberg D., Tiedemann R., 2006. Paleooceanography of the Central Sea of Okhotsk during the Middle Pleistocene (350–190 ka) as inferred from micropaleontological data. *Oceanology* 46 (4), 501–512. <http://dx.doi.org/10.1134/S0001437006040072>.
- Gladenkov Yu.B., Bazhenova O.K., Grechin V.I., Margulis L.S., Salnikov B.A., 2002. The Cenozoic Geology and the Oil and Gas Presence in Sakhalin. GEOS, Moscow, 225 p. (in Russian) [Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И., Маргулис Л.С., Сальников Б.А. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.].
- Gorbarenko S.A., Kovalyukh N.N., Odinkova L.Yu., Rybakov V.F., Tokarchuk T.N., Shapovalov V.V., 1988. Upper Quaternary sediments of the Sea of Okhotsk and reconstruction of paleooceanological conditions. *Tikhookeanskaya geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* (2), 25–34 (in Russian) [Горбаренко С.А., Ковалюх Н.Н., Одиноква Л.Ю., Рыбаков В.Ф., Токарчук Т.Н., Шаповалов В.В. Верхнечетвертичные осадки Охотского моря и реконструкция палеоокеанологических условий // *Тихоокеанская геология*. 1988. № 2. С. 25–34].
- Ivanova E.D., Gorbarenko S.A., 2005. Complexes of benthic foraminifera as indicator of bottom environments at Late Pleistocene – Holocene (Okhotsk Sea). In: Reports of the International APN-START global change research awareness raising symposium in Northeast Asia (Vladivostok, October 7–8, 2002). Dalnauka, Vladivostok, p. 37–45 (in Russian) [Иванова Е.Д., Горбаренко С.А. Комплексы бентосных фораминифер как показатель донных обстановок в позднем плейстоцене-голоцене (Охотское море) // Доклады Международного APN-START симпозиума по изучению глобальных изменений Северо-Восточной Азии (Владивосток, 7–8 октября 2002 г.). Владивосток: Дальнаука, 2005. С. 37–45].
- Jouse A.P., 1962. Stratigraphic and Paleogeographic Studies in the Northwestern Pacific. USSR Academy of Sciences Publishing House, Moscow, 259 p. (in Russian) [Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 259 с.].
- Kosygin Yu.A., 1974. Principles of Tectonics. Nedra, Moscow, 216 p. (in Russian) [Косыгин Ю.А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 216 с.].
- Matul A.G., Gorbarenko S.A., Mukhina V.V., Leskov V.Yu., 2003. The Quaternary micropaleontological and lithophysical records in the sediments of the northern part of the Sea of Okhotsk. *Oceanology* 43 (4), 551–560.
- Mukhina V.V., 2005. Late Quaternary diatom stratigraphy and paleogeography of the Sea of Okhotsk (Deryugin Basin). In: Proceedings of 16th International scientific school on marine geology. Geology of seas and oceans. GEOS, Moscow, Vol. 1, p. 223–224 (in Russian) [Мухина В.В. Позднечетвертичная диатомовая стратиграфия и палеогеография Охотского моря (впадина Дерюгина) // Геология морей и океанов: Тезисы докладов XVI Международной научной школы по морской геологии. Т. I. М.: ГЕОС, 2005. С. 223–224].
- Ostapenko V.F., 1978. Underwater volcanoes of the near-Kuril part of the Sea of Okhotsk and its significance to understanding of the latest history of the region. *Doklady AN SSSR* 242 (1), 168–171 (in Russian) [Остапенко В.Ф. Подводные вулканы прикурильской части Охотского моря и их значение для понимания новейшей истории этого региона // Доклады АН СССР. 1978. Т. 242. № 1. С. 168–171].
- Saidova Kh.M., 1961. Foraminifer Ecology and Paleogeography of the Far East Seas of USSR and Northwestern Pacific Ocean. USSR Academy of Sciences Publishing House, Moscow, 232 p. (in Russian) [Саидова Х.М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.].
- Semakin V.P., Kochergin A.V., 2010. Neotectonics of the Deryugin Basin Area (Sea of Okhotsk). *Russian Journal of Pacific Geology* 4 (6), 520–528. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-4-0107>.

- Sergeyev K.F., 2006. Tectonic Zoning and Hydrocarbon Potential of the Okhotsk Sea. Nauka, Moscow, 130 p. (in Russian) [Сергеев К.Ф., Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 2006. 130 с.].
- Terekhov E.P., Tsoy I.B., Vashchenkova N.G., Mozherovskii A.V., Gorovaya M.T., 2008. Sedimentation settings and evolution history of the Kuril Basin (Sea of Okhotsk) in the Cenozoic. *Oceanology* 48 (4), 569–577. <http://dx.doi.org/10.1134/S0001437008040115>.
- Tsoy I.B., 2007. Cenozoic siliceous microplankton of the Okhotsk Sea sedimentary cover (Kuril Basin) and the Kuril-Kamchatka Trench island slope. In: Far Eastern Seas of Russia. Book 3. Geological and geophysical research. Nauka, Moscow, p. 200–222 (in Russian) [Цой И.Б. Кайнозойский кремнистый микропланктон осадочного чехла Охотского моря (Курильская котловина) и островного склона Курило-Камчатского желоба // Дальневосточные моря России. Книга 3. Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 200–222].
- Tsoy I.B., Terekhov E.P., Gorovaya M.T., Shastina V.V., Mozherovskii A.V., 2003. Cenozoic sedimentation on the western slope of the southern Okhotsk depression of the Sea of Okhotsk. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* 22 (4), 19–34 (in Russian) [Цой И.Б., Терехов Е.Г., Горовая М.Т., Шастина В.В., Можеровский А.В. Кайнозойское осадконакопление на западном склоне Южно-Охотской котловины Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 4. С. 19–34].
- Ufimtsev G.F., 1974. The cartographic analysis in the study of mountain areas neotectonics. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* (2), 79–85 [Уфимцев Г.Ф. Картографический анализ при изучении нектоники горных стран // Геология и геофизика. 1974. № 2. С. 79–85].
- Ufimtsev G.F., 1977. Map of the Far East summit surface and its neotectonic interpretation. In: Geomorphology and neotectonics of the mountainous areas of Far East. Far East Scientific Center of USSR Academy of Sciences, Vladivostok, p. 21–45 (in Russian) [Уфимцев Г.Ф. Карта вершинной поверхности Дальнего Востока и ее неотектоническая интерпретация // Геоморфология и неотектоника горных областей Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 21–45].
- Ufimtsev G.F., 1984. Tectonic Analysis of the Relief by the Example of the USSR East. Nauka, Novosibirsk, 184 p. (in Russian) [Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 184 с.].
- Ufimtsev G.F., Khudyakov G.I., 1976. On geometrization, zoning, and terminology of geomorphostructures. In: Problems of endogenous relief formation. Nauka, Moscow, p. 89–97 (in Russian) [Уфимцев Г.Ф., Худяков Г.И. О геометризации, районировании и терминологии геоморфоструктур // Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976. С. 89–97].
- Vasiliev B.I., 1975. New data on time and mechanism of formation of the marginal sea depressions and the deep-water trenches of the north-western sector of the Pacific Ocean. *Doklady AN SSSR* 225 (4), 899–901 (in Russian) [Васильев Б.И. Новые данные о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных желобов северо-западного сектора Тихого океана // Доклады АН СССР. 1975. Т. 225. № 4. С. 899–901].
- Zhidkova L.S., Kuzina I.N., Popova L.A., 1968. Biofacial peculiarities of Upper Miocene and Pliocene Basins of North-eastern Sakhalin. *Vyulleten Moskovskogo Obshchestva Ispytatelei Prirody. Otdel Geologicheskii* 43 (3), 38–54 (in Russian) [Жидкова Л.С., Кузина И.Н., Попова Л.А. Биофациальные особенности позднемиоценового и плиоценового бассейнов Северо-Восточного Сахалина // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 1968. Т. XLIII. Вып. 3. С. 38–54].



Семакин Виктор Петрович, с.н.с., лаб. геодинамики
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 16, Россия
Тел.: (4242)793115; ✉ e-mail: veselov@imgg.ru

Semakin, Victor P., Senior Researcher, Lab. of Geodynamics
Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS
1B Nauka street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia
Tel.: (4242)793115, ✉ e-mail: veselov@imgg.ru



Кочергин Альберт Васильевич, канд. физ.-мат. наук, с.н.с., лаб. геодинамики
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 16, Россия
Тел.: (4242)793115; e-mail: kochav@imgg.ru

Kochergin, Albert V., Candidate of Physics and Mathematics, Senior Researcher, Lab. of Geodynamics
Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS
1B Nauka street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia
Tel.: (4242)793115; e-mail: kochav@imgg.ru



Питина Татьяна Иосифовна, инженер, лаб. геодинамики и морской геологии
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 16, Россия
Тел.: (4242) 793115

Pitina, Tatyana I., Engineer, Lab. of Geodynamics and Marine Geology
Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS
1B Nauka street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia
Tel.: (4242)793115