

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.761.73

В. Р. ЛОЗОВСКИЙ

СТРАТИГРАФИЯ И ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ
РАЗВИТИЯ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ И ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ
ПЛАТФОРМ И ИХ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ
В РАННЕТРИАСОВУЮ ЭПОХУ. СТАТЬЯ I.
СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Рассмотрены стратиграфия и этапность историко-геологического развития Северо-Американской платформы и ее складчатого обрамления (Арктический и Тихоокеанский складчатые пояса) на раннетриасовом этапе развития. В строении нижнего триаса установлено три трансгрессивно-регрессивных цикла (грисбахско-динеровский, верхнединеровско-смитский и слэтский). Впервые обоснована одновозрастность циклов в бореальной и тетической областях Северо-Американского континента. Цикличность обусловлена эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана.

В начале триасового периода Северо-Американская платформа входила в состав континента Лавразии. Отложения нижнего триаса занимают в ее пределах небольшие площади (рис. 1), хотя первоначальные контуры распространения были значительно шире. Развитые на юго-западе, на плато Колорадо, континентальные и прибрежно-морские красноцветные образования в западном направлении замещаются морскими, отлагавшимися на шельфе океанического бассейна Панталассы. Аналогичное явление наблюдается на севере, на границе платформы с Арктическим бассейном. На остальной части Северо-Американского континента нижнетриасовые отложения не установлены¹.

Арктический пояс

Северо-Американскую платформу с севера ограничивают складчатые палеозойские структуры (Иннуитская система и структуры северной части хр. Брукса), входящие в состав Арктического пояса. Нижнетриасовые отложения здесь слагают основание чехлов мезозойских впадин Свердруп и Колвилл, пространственно тяготеющих к одноименным позднепалеозойским (C_2-P_1) орогенным структурам.

Впадина Свердруп выполнена мощными (до 11 км) мезозойскими морскими и континентальными отложениями, базальными членами которых являются нижнетриасовые образования [8], с несогласием залегающие на подстилающих верхнепермских формациях Дагербелз или Ван-Хауен (ворд-роуд [25]). Перерыв в осадконакоплении соответ-

¹ В Аппалачской складчатой системе Атлантического пояса присутствуют лишь верхнетриасовые отложения.

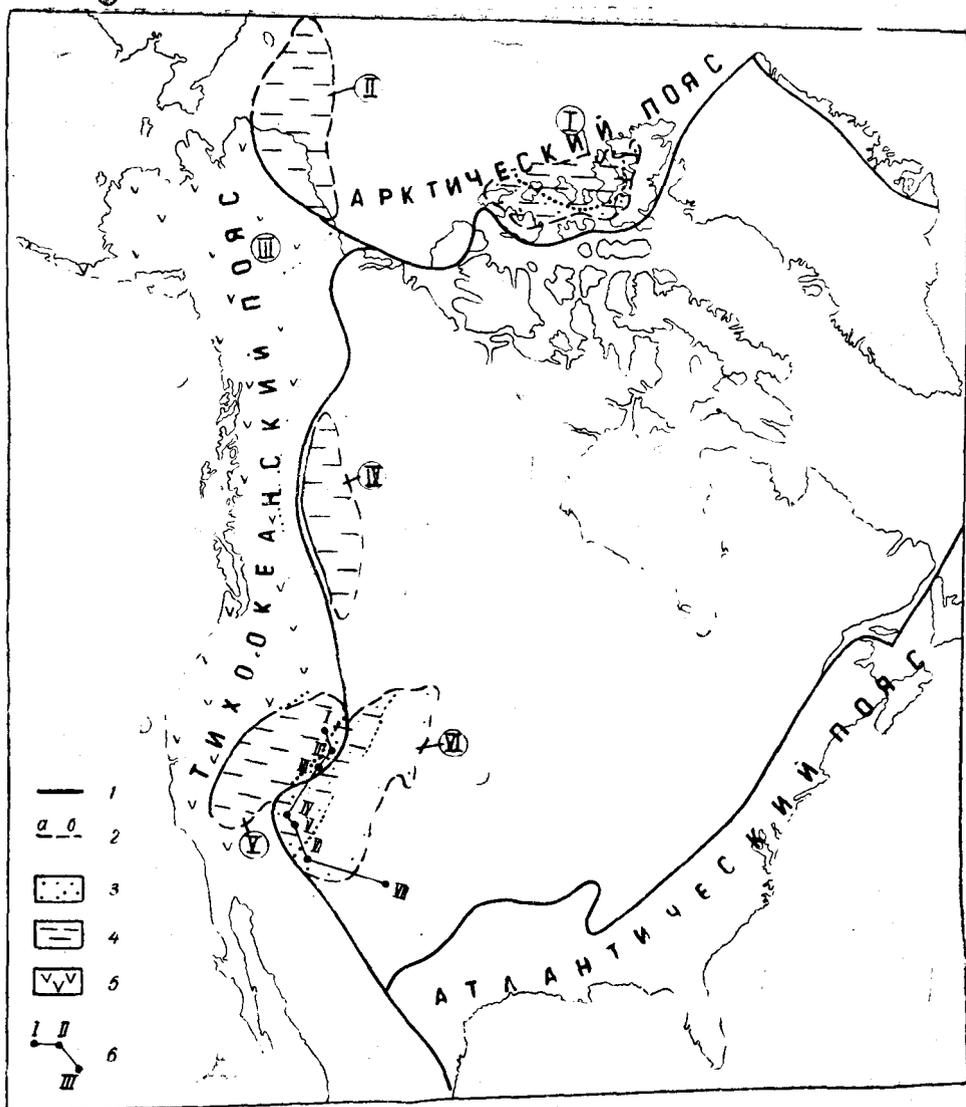


Рис. 1. Распространение нижнетриасовых отложений на Северо-Американской платформе и окружающих геосинклинальных складчатых поясах

1 — границы структур; 2 — области современного распространения нижнетриасовых отложений: а — установленные, б — предполагаемые; 3—5 — фации: 3 — континентальные и прибрежно-морские красноцветные, 4 — морские терригенно-карбонатные, 5 — вулканогенные; 6 — линия профиля (рис. 3); I—II — впадины: I — Свердруп, II — Колвилл; III—V — зоны: III — эвгеосинклинальная, IV—V — миогеосинклинальные; бассейны: IV — Канадский, V — Американский; VI — Северо-Американская платформа, плато Колорадо

ствуует значительной части поздней перми; в краевых частях впадины нижний триас залегает либо на каменноугольных отложениях (о. Элсмир, Блайн Фиорд), либо на девонских (о. Мелвилл) [35] (рис. 2).

В осевой зоне впадины, на о-вах Королевы Елизаветы Канадского Арктического архипелага (о-ва Элсмир и Аксель Хейберг), в разрезе формации Блайн Фиорд находятся классические разрезы нижнего триаса бореального бассейна, предложенные Е. Тозером [54, 55] в качестве стратотипических для выделенных им ярусов. Нижний ярус — грисбахский — подразделен на 4 зоны: *Otoceras concavum*, *O. boreale* (нижний грисбах), *Orhiceras commune* и *Proptychi-*

tes strigatus (верхний грисбах). Следующий ярус — динерский — включает две зоны — *Proptychites candidus* и *Vavilovites sverdrupi*. Смитский ярус подразделен на зоны *Euflemingites gomunderi* и *Wasatchites tardus*, а завершающий разрез нижнего триаса — спэтский — на зоны «*Olenekites*» *pilaticus* и *Keyserlingites subrobustus*. Увязка зональной схемы Е. Тозера со схемой тетической провинции, принятой автором и А. А. Шевыревым в качестве стандартной [5], показана на рис. 2. Отметим, что канадская зона *Vavilovites sverdrupi* соответствует не только зоне *Prionolobus rotundatus* Соляногокряжа, но и вышележащей зоне *Flemingites flemingianus*, поскольку найденные в ее верхах, выше последних находок *Vavilovites sverdrupi*, аммониты *Paganorites cf. kingianus* (Waag.) и *P. heibergensis* Tozer сходны с формами из цератитового песчаника Соляного кряжа, т. е. из стратотипа зоны *Flemingites flemingianus* [5]. Этот вывод важен, поскольку подошва флемингитовой зоны в стратиграфических схемах СССР принята за основание оленекского яруса — одного из главных рубежей внутри нижнего триаса.

Исследования А. Эмбри [17] в бассейне Свердруп позволили разделить формацию Блайн Фиорд на три трансгрессивно-регрессивных² пачки (Конфедерейшен Пойнт, Смит Крик и Свартфьелд), сложенные внизу зеленовато-серыми глинистыми сланцами, а сверху — слоистыми алевролитами. Пачка Конфедерейшен Пойнт соответствует грисбахскому и динеровскому ярусам, Смит Крик — верхам динеровского и смитскому, а Свартфьелд — верхам смитского и спэтскому ярусам, по схеме Е. Тозера [55]. Если учесть, что самые верхние горизонты динеровского яруса отвечают зоне *Flemingites flemingianus*, то стратиграфический объем нижней пачки равен индскому ярису. Палеонтологические доказательства позднесмитского (раннеоленекского) возраста трансгрессивных слоев верхней пачки в [17] отсутствуют. Формация Блаа Маунтин, перекрывающая Блайн Фиорд, сложенная глубоководными сланцами и охарактеризованная внизу аммонитами нижеанизийской зоны *Lenotropites saurus*³, сформировалась в начальный этап среднетриасовой трансгрессии.

В краевых частях впадины Свердруп формация Блайн Фиорд сменяется формацией Бьорн — существенно континентальными косослоистыми кварцевыми песчаниками с линзами светло-серых конгломератов, при выветривании приобретающих красные и коричневые оттенки. Присутствие двух сланцево-алевролитовых горизонтов, соответствующих трансгрессивным частям вышеназванных пачек формации Блайн Фиорд, позволило А. Эмбри расчленить формацию Бьорн на 5 пачек [17], которые вместе с подстилающей алевролитовой пачкой Конфедерейшен Пойнт образуют 3 трансгрессивно-регрессивные серии. Каждая из них начинается сланцево-алевролитовыми породами с редкими остатками пелеципод и аммоноидей и заканчивается красноцветными континентальными (аллювиальными) песчаниками [18]. Вышележащие сероцветные песчаники и сланцы формации Шей Пойнт содержат внизу формы нижнего анизия [1, 53]. Общая мощность нижнего триаса во впадине Свердруп от 1270 (о. Элсмир [32]) до 330 м в краевой зоне [53].

Впадина Колвилл выполнена мощными (до 10 км) мезозойскими (в основном меловыми) отложениями, быстро выклинивающимися к северу, в сторону Арктического шельфа [7]. Нижнетриасовые образования установлены в автохтонном залегании на юго-восточном борту

² Советские исследователи именуют их регрессивными.

³ Первоначально Е. Тозер [53] считал, что граница между алевритово-сланцевой формацией Блайн Фиорд и вышележащей сланцевой Блаа Маунтин диахронная. Последующие исследования А. Эмбри [17] не подтвердили этой точки зрения.

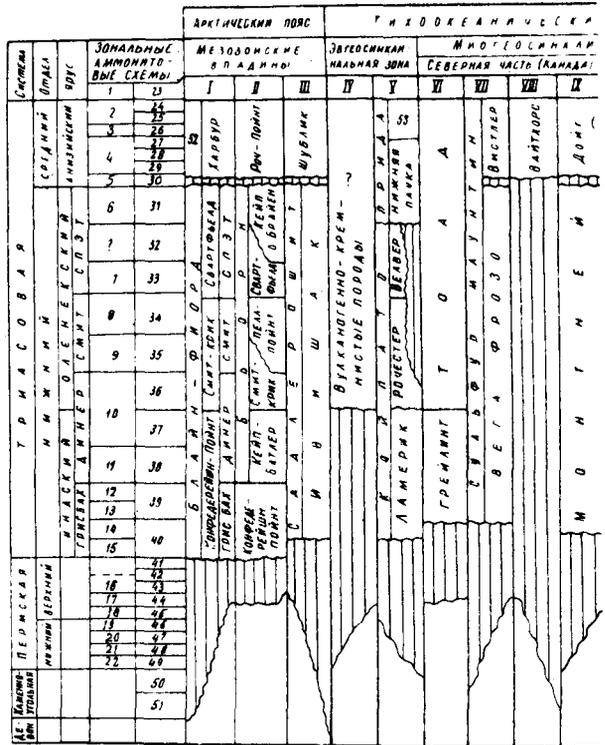
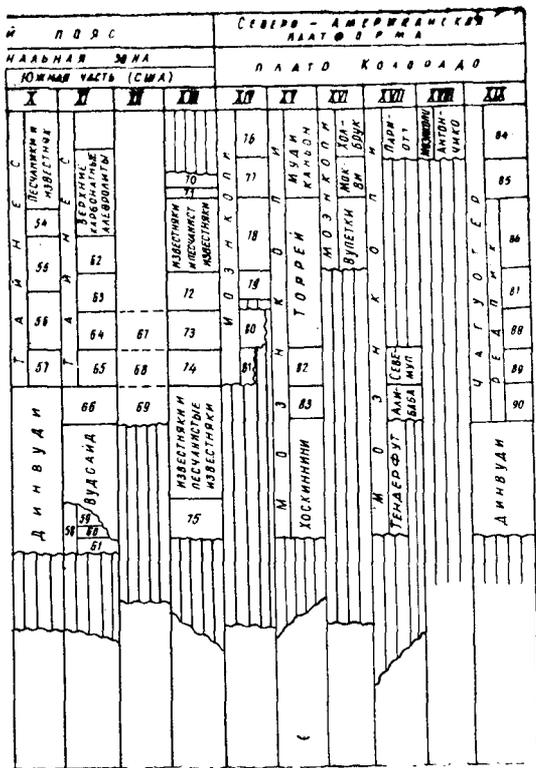


Рис. 2. Сопоставление стратиграфических схем нижнего триаса Северо-

I—III — впадины: I—II — Свердруп: I — центральная часть [17]; II — краевая часть и Береговой хребты [43]; V — Невада, хр. Гумбольдт [30]; VI — Британская Колумб IX — запад Великих Равнин [55]; X — Айдахо, форт Халл [26]; XI — оз. Бэр [26]; Колорадо и прилегающие районы: XIV — юго-западная Юта [29, 38, 41, 42]; XV — антиклиналь [45, 52]; XVIII — Нью-Мексико [49]; XIX — Вайоминг [26, 40]; 1 — бо 6 — Subrobustus, 7 — Pilaticus, 8 — Tardus, 9 — Romunderi, 10 — Sverdrupi, 11 — ярусы: 16 — татарский, 17 — казанский, 18 — уфимский, 19 — кунгурский, 20 — артин 24 — Reitzii, 25 — Avisianum, 26 — Trinodosus, 27 — Balatonicus, 28 — Ismidicum, 29 — 35 — Gracilitatis, 36 — Flemingianus, 37 — Rotundatus, 38 — Frequens, 39 — Tibeticum, мидийский, 44 — мургабский, 45 — кубергандинский, 46 — болорский, 47 — яхташский, сипий; 52—75 — местные стратиграфические подразделения: 52 — Блау Маунтин, 53 — Нижний черный известняк, 57 — Нижний известняк, 58 — Динвуди; 59—60 — зоны: Средний известняк, 64 — Нижний сланец, 65 — Нижний известняк, 66 — Динвуди, 70 — Известняк с Neospathodus timogensis, 71 — Известняк с Neoroponoceras haugi, с Meekoceras gracilitatis, 75 — Обломочные известняки с Claraia; 76—90 — пачки: известняк, 80 — Нижняя красная, 81 — Тимповеап, 82 — Синбад, 83 — Блэк Драгон, Верхняя плитчатая, 88 — Массивная и тонкослоистая,

впадины по северному склону хр. Брукс, между реками Каннынг и Сагаварикток. В бассейне р. Каннынг они со скрытым несогласием залегают на песчаниках пачки Эшука формации Садлерошит (не моложе ворда [16]). Вдоль арктического побережья, судя по данным бурения, нижний триас трансгрессивно перекрывает более древние отложения — от миссисипских до додевонских [15].

Нижнетриасовые отложения выделены в пачку Ивишак формации Садлерошит, состоящую из грубообломочных пород (конгломератов, песчаников), а также алевролитов и глинистых сланцев. Пачка Ивишак охарактеризована аммонитами от зоны Otoceras boreale до Euflemingites romunderi [15, 43]. Возможно, верхи формации Садлерошит отвечают уже спэтскому ярусу. Отложения формации Шублик, трансгрессивно перекрывающие нижнетриасовые (вплоть до додевонских), содержат внизу нижеанизийские аммониты. Общая мощность нижнетриасовых отложений во впадине Колвилл 300 м.



Американской платформы и ее складчатого обрамления

[17]; III — Колвилл [15]; IV—IX — Кордильерская геосинклиналь: IV — Аляскинский бия, р. Лиард [19, 20]; VII — бассейн рек Пайн и Атабаска [19]; VIII — р. Боу [20]; XII — Восточная Невада [14]; XIII — Калифорния, г. Иньо [28]; XIV—XIX — плато юго-восточная Юта [10]; XVI — Аризона, р. Литл Колорадо [29]; XVII — Соляная реальный бассейн; 2—15 — зоны: 2 — Shischa, 3 — Deleeni, 4 — Varium, 5 — Caurus, Candidus, 12 — Strigatus, 13 — Commune, 14 — Boreale, 15 — Concavum; 16—22 — ский, 21 — сакмарский, 22 — ассельский; 23 — тетический бассейн; 24—40 — зоны: Osmani, 30 — Ugra, 31 — Mckelvei, 32 — Parisianus, 33 — Harti, 34 — Pluriformis, 40 — Woodward; 41—49 — ярусы: 41 — дорашамский, 42 — джультинский, 43 — 48 — сакмарский, 49 — ассельский; 50—51 — отделы: 50 — пенсильваний, 51 — мисси-Средняя пачка, 54 — Верхний черный известняк, 55 — Алевритистый известняк, 56 — 59 — Clagaia, 60 — Lingula, 61 — Базальные алевролиты, 62 — Средний сланец, 63 — 67 — Сланцы, известняки, 68 — Известняки, алевролиты, 69 — Базальный конгломерат, 72 — Сланцы, известняки, 73 — Известняки и песчанистые известняки, 74 — Известняки 76 — Верхняя красная, 77 — Шнабкаиб, 78 — Средняя красная, 79 — Виржинский из-84 — Кару Маунтин, 85 — Алькова, 86 — Массивные песчаники и алевролиты, 87 — 89 — Нижняя плитчатая, 90 — Алевритистых аргиллитов

Тихоокеанский пояс

С запада Северо-Американская платформа ограничена мезозойско-кайнозойскими складчато-надвиговыми структурами Кордильерской геосинклинали. Последняя в значительной степени унаследовала положение древней геосинклинали, испытавшей несколько орогенических фаз в позднем палеозое [8]. В Кордильерской геосинклинали М. Кеэм [24] выделены западная (эвгеосинклинали) и восточная (миогеосинклинали) зоны, отчетливо устанавливаемые и по нижнетриасовым отложениям.

Эвгеосинклинали зона Кордильерской геосинклинали характеризуется разрозненными выходами нижнетриасовых отложений, находящихся в сложных тектонических взаимоотношениях как с палеозойскими, так и с более молодыми образованиями. На севере зоны, в цент-

ральной и западной частях хр. Брукс, складчатые структуры которого надвинуты на южный край впадины Колвилл, нижнетриасовые отложения встречены в аллохтонном залегании; они перекрывают кремнистые сланцы и роговики формации Сиксикпук (от миссисипия до нижней перми включительно [16]), причем резкая нижняя граница с пермскими образованиями указывает на несогласие [34]. Нижний триас входит в состав формации Отук, слагая ее нижнюю сланцевую пачку (серые роговики и кремнистые сланцы). Пачка охарактеризована фауной смитского (*Euflemingites romunderi* Tozer⁴), спэтского (конодонты *Neogondolella jubata* Sweet и др.), а выше — раннеанизийского возраста. В вышележащих роговиковой и известняковой пачках формации Отук определена фауна среднего и верхнего триаса. Полная мощность формации Отук 100 м.

Судя по находкам спэтских конодонтов, нижнетриасовые отложения в сходных фациях присутствуют и в других участках хр. Брукс [56]. Предположительно они выделены на западе Аляски (о. Св. Лаврентия, мыс Хоуп, п-ов Сьюард [15]).

Разрозненные выходы вулканогенных отложений (базальты, туфы), условно относимых к нижнему и среднему триасу, известны на Аляскинском хребте. Здесь в ряде пунктов (юго-восточнее оз. Бочагова, западный берег зал. Кука, п-ов Кенай, верховья р. Суситна, бухта Гамильтона) развита мощная (до 2 км) серия вулканогенных пород («базальты Николаи»), залегающая на нижнепермских формациях и перекрываемая морскими верхнетриасовыми отложениями [43]. Единственный пункт, где присутствие нижнего триаса доказано палеонтологически, — район Чулитна на южном склоне хребта к востоку от г. Мак Кинли; там обнажены известняки, находящиеся в сложных тектонических взаимоотношениях с обломочными пермскими породами. Найденная в известняках ископаемая фауна (*Meekoceras gracilitatis* White и др.) типично тетического облика идентична таковой из меекоцерасовых слоев Айдахо [37]. По [56], блок Чулитна представляет фрагмент литосферной плиты (террейн), тектонически перемещенный к северу. Выше известняков лежат фосфатные кремнистые сланцы, содержащие конодонты смитского и спэтского возраста (*Neospathodus waageni* Sweet, *Neogondolella jubata* Sweet). Данная толща несогласно перекрывается красноцветными конгломератами и базальтами верхнего триаса.

К югу эвгеосинклинальная зона продолжается в область Береговых хребтов Кордильер, где наряду с верхнепалеозойскими известны выходы и триасовых вулканогенно-осадочных пород, входящих в сложнопостроенные тектонические покровы. Присутствие нижнего триаса достоверно установлено лишь в двух пунктах. В тектоническом блоке в центральном Орегоне (Койотт Бьют) наряду с палеозойскими породами (граувакки, известняки) присутствуют риодаляритовые сланцы, содержащие конодонты *Neospathodus pakistanensis* Sweet. Выше резко несогласно залегают конгломераты и песчаники верхнего триаса [56]. В покрове Хайфорк в горах Кламат (Калифорния) расположен выход известняков с нижнетриасовыми конодонтами. Присутствие в известняках вулканических обломков показывает, что они формировались на мелководных участках вулканических островов, одновременно с накоплением в глубоких прогибах вулканогенных и кремнистых пород [21].

Наиболее полный разрез эвгеосинклинальных образований нижнего триаса установлен в хр. Гумбольдта, на северо-западе Невады [30],

⁴ В этом горизонте найдены рыбы *Boreosomus* [43]. Аналогичная форма установлена на том же стратиграфическом уровне в отложениях терютехской свиты Лено-Анабарского междуречья (зона *Hedenstroemia hedenstroemi*) и в «рыбных слоях» Шпицбергена (зона *Arctoceras blomstrandii*).

где на интенсивно дислоцированных кремнистых сланцах и диабазах формации Хаваллах (от среднего пенсильвания до нижней перми) с отчетливым угловым несогласием залегают эффузивы группы Койпата, в которой выделены (снизу вверх) следующие формации.

1. Формация Ламерик (диабазы, андезиты, их туфы и туфобрекчии с линзами осадочных пород). Мощность 1200 м.

2. Формация Рочестер (риолиты, их туфы с прослоями осадочных пород, содержащих зубы рыб мезозойского облика). На подстилающих образованиях залегают с постепенным переходом (хр. Гумбольдта), либо несогласно (хр. Южный Тобин). Мощность 1500 м.

3. Формация Веавер (риолиты, туфы с прослоями туфоалевролитов, туфопесчаников и туфоконгломератов). Известны находки спятских аммоноидей. Мощность 1200 м.

Общая мощность нижнего триаса 3,9 км.

Вулканы группы Койпата перекрыты карбонатными породами группы Стар Пик (1200 м, поздний спэт — поздний карний). На севере хр. Тобин в нижней части группы выделена формация Тобин, охарактеризованная аммоноидеями зоны *Prohungarites mckelvei* [27]. Более молодые образования этой формации содержат фауну низов среднего триаса — зоны *Neororapoceras haugi* [36].

В *миогeosинклинальной зоне Кордильерской геосинклинали* выделены два осадочных бассейна, северный из которых расположен на территории Канады, а южный — США. Канадский бассейн простирается вдоль восточного подножия Скалистых гор, где нижнетриасовые тонкочередующиеся терригенно-карбонатные толщи образуют узкую полосу выходов юго-восточного простираения от бассейна р. Лиард (северо-восток Британской Колумбии) до р. Боу (южная Альберта). В отдельных частях бассейна приняты разные стратиграфические схемы триасовых отложений.

На севере (от р. Лиард до р. Пайн) нижний триас начинается формацией Грейлинг, несогласно перекрывающей кремнистые аргиллиты формации Фантастик (низы верхней перми) [9, 20]. Формация Грейлинг сложена темно-серыми и коричневато-серыми плитчатыми доломитистыми алевролитами, алевритовыми сланцами с подчиненными прослоями карбонатных алевролитов, алевритистых известняков, доломитов и песчаников. Низы формации охарактеризованы *Claraia stachei* Wittn. (верхний грисбах), а сверху содержатся динерские аммониты *Prionolobus cf. indoaustralicus* (Wanner) [55]. С севера на юг мощность возрастает от 35 до 100 м.

Выше залегают с постепенным переходом формация Тоад, породы которой, в отличие от Грейлинг, характеризуются большей плотностью, а также увеличением кальцита в цементе, по сравнению с доломитом, что типично для Грейлинг. Наблюдаются латеральные переходы одной формации в другую, что доказано палеонтологически, поскольку в ряде мест Тоад содержит аммониты грисбахско-динеровского возраста. В полных разрезах верхняя часть формации Тоад охарактеризована аммонитами смитского⁵, позднеспэтского (*Keyserlingites subrobustus*) и раннеанизийского (*Lenotropites saurus*) возраста⁶. Полные мощности формации Тоад возрастают на север от 150 до 810 м, не менее половины мощности приходится на нижний триас.

Южнее, на междуречье Пайн и Смоки, в пограничных районах Британской Колумбии и Альберты, нижнетриасовые отложения, несогласно перекрывающие разновозрастные породы — от формации Про-

⁵ На р. Тоад находится стратотипическое местонахождение зоны *Wasatchites tardus* [55].

⁶ По [2], на границе нижнего и среднего триаса здесь отмечен перерыв за счет отсутствия низов зоны *Grambergia taimyrensis*, установленной на севере Сибири.

фет (миссисипий) до Белкурт (нижняя пермь) и Фантастик и Мовитч (верхняя пермь, не моложе казанского яруса [9]), выделены в пачку Вега Фрозо формации Сульфур Маунтин. Они сложены темно-коричнево-серыми до ржаво-коричневых тонкоплитчатыми доломитовыми и известковыми алевролитами, известняками (от тонкокристаллических до органогенно-обломочных) и алевроитовыми сланцами с подчиненными прослоями тонкозернистых песчаников. Низы пачки датированы позднегрисбахскими *Claraia stachei* Bittn., выше известны находки динеровских аммонитов и пелеципод. Для разрезов, приведенных в [19], типично наличие внутри пачки Вега Фрозо четкой границы, отвечающей подошве смитского яруса. На этом уровне прослежен «рыбный» горизонт, в котором, наряду с чешуей рыб, присутствуют кости наземных позвоночных. В разрезе Ватсон Пик горизонт залегает непосредственно на формации Фантастик (низы верхней перми). Верхняя половина пачки Вега Фрозо охарактеризована смитскими и спэтскими аммонитами и пелециподами. Мощность пачки от 80 м на севере до 268 м на юге.

Лежащие несогласно анизийские отложения пачки Вистлер формации Сульфур Маунтин с *Gymnoceras* [20] содержат в основании фосфоритовый конгломерат.

Выходы формации Сульфур Маунтин прослежены далее к юго-востоку (междуречье Атабаска и Боу), где она несогласно перекрывает миссисипские, пенсильванские и пермские (формации Роки Маунтин) образования. К югу от р. Боу нижнетриасовые отложения, по-видимому, отсутствуют, поскольку на палеозойских породах залегает среднетриасовая формация Вайтхорс (известняки, глинистые сланцы и ракушечники с гипсом) с фосфоритовым конгломератом [20] в основании.

Восточнее Скалистых гор нижнетриасовые отложения вскрыты скважинами в области Великих равнин, где выделены в формацию Монтней серии Дайбер [55], залегающую на пенсильванских и нижнепермских отложениях и сложенную темными известковистыми алевролитами. Ее стратиграфический объем отвечает всему нижнему триасу, за исключением аналогов зоны *Otoceras concavum*. Из нижних горизонтов Дж. Джансониус [22] описал спорово-пыльцевые комплексы, аналоги которых установлены в других регионах, в том числе в Московской синеклизе. Вышележащие отложения формации Дойг той же серии Дайбер содержат в основании нижнеанизийские формы зоны *Lenotropites saurus* [55].

Восточнее, на юге Саскачевана и Монитобы, вскрыты в скважинах красноцветы и гипсы формации Амарант, внешне сходные с аналогичными образованиями формации Спреафиш Южной Дакоты и Небраски, имеют, скорее всего, среднетриасовый возраст.

Западная граница выходов нижнетриасовых отложений ограничена тектоническим контактом — главным надвигом Скалистых гор. Мелководный триасовый бассейн несомненно распространялся дальше к западу от области современного развития отложений этого возраста, о чем свидетельствует характер изопахит пачки Вега Фрозо [20]. По [57], такой границей была вулканическая островная дуга в океане. В конце раннего триаса отмечено значительное обмеление бассейна, а в начале среднего триаса — углубление [20].

Американский бассейн миогеосинклинальной зоны Кордильерской геосинклинали образует полосу юго-юго-западного простирания, протянутую от Средних Скалистых гор через юго-западную Монтану, западный Вайоминг, юго-восточное Айдахо, северо-западную Юту до восточной Невады. Крайние южные выходы нижнего триаса установлены в горах Иньо и хр. Аргус на востоке Калифорнии. Нижнюю часть нижнетриасового разреза на севере образует формация Динвуди, залегаю-

щая на разновозрастных пермских формациях от Парк Сити (ленард) до Герстер (гвадалупий) [13]. Формация сложена зеленовато-серыми глинистыми сланцами и карбонатными алевролитами с тонкими прослоями коричневатых известняков. В полных разрезах формация Динвуди подразделена на три пачки. Нижняя (алевроитовые известняки) не охарактеризована фауной; вышележащая (зона *Lingula*) содержит многочисленные *L. boreales* Bittn., брахиоподы и *Ophiceratidae* плохой сохранности [12]. Одновозрастные лингуловые слои Восточной Гренландии по аммонитам относят к местной зоне *Metophiceras subdemissum*, коррелируемой советскими исследователями [1] с верхней частью зоны *Otoceras boreale*. Из верхней пачки (зона *Claraia*) наряду с многочисленными кларайями, в том числе *C. stachei* Bittn., известны аммониты *Ophiceras* cf. *groenlandicus* Spath, *O.* cf. *commune* Spath, характерные для зоны *Ophiceras commune* [26]. Здесь же найдены типичные для данного стратиграфического уровня конодонты *Isarcicella isarcica* (Huck.) [39]. Верхняя часть формации Динвуди на юго-западе Монтаны содержит аммониты *Prionolobus* cf. *atavus* (Waag.) и *Gyrogonites* cf. *frequens* (Waag), типичные для двух верхнеиндских зон Соляного кряжа. С самыми верхними горизонтами Динвуди связаны находки *Kumatites* cf. *radiusum* (Waag.), сходные с типовой формой из цератитового песчаника (зона *Flemingites flemingianus*) Соляного кряжа [26]. Вышеописанные три нижние пачки Динвуди прослежены неповсеместно. Установлено [26], что с запада (оз. Бэр) на восток (каньон Динвуди, Вайоминг) последовательно выпадают нижние пачки, вплоть до залегания пачки с *Claraia* непосредственно на известняках пермской формации Фосфория (аналог кубергандинского яруса [3]). Это свидетельствует о последовательном развитии раннетриасовой трансгрессии в восточном направлении. Мощность формации Динвуди изменяется от нескольких десятков метров до 720 м у оз. Бэр на юго-востоке Айдахо.

На юго-западе Невады фациальным аналогом Динвуди является формация Канделлярия (сланцы и известняки с прослоями песчаников), мощностью до 600 м. Из ее нижней части известны *Claraia stachei* Bittn. и другие виды этого рода, а из верхней — аммониты *Proptychites* cf. *trilobatus* Waag., *P.* aff. *ammonoides* Waag., близкие к формам из цератитового мергеля Соляного кряжа [26, 46].

К востоку, в северной Юте, западном Вайоминге и юго-западной Монтане, широко развиты красноцветы формации Вудсайд, фациально замещающие зеленоцветные морские породы формации Динвуди [26]. Формация Вудсайд сложена преимущественно красными и каштановыми сланцами, карбонатными алевролитами и песчаниками с подчиненными прослоями зеленоцветов. Красноцветы лишены фаунистических остатков, их возраст определяют исходя из залегания ниже известняков формации Тайнес и перехода в фаунистически охарактеризованные грисбахско-динеровские породы Динвуди. В некоторых районах, например у оз. Бэр (рис. 3), красноцветы Вудсайд «вклиниваются» между зеленоцветными породами Динвуди, образуя, по выражению американских авторов, «язык» этой формации. Здесь отчетливо видно трансгрессивно-регрессивное строение низов нижнего триаса; трансгрессивная часть ритма соответствует известнякам и сланцам нижней части Динвуди, а регрессивная — красноцветам Вудсайд. Верхние сланцы Динвуди, по возрасту отвечающие зоне *Flemingites flemingianus*, залегают в основании нового трансгрессивно-регрессивного ритма. Мощность формации Вудсайд 340 м.

На западе Вайоминга (хр. Вайоминг, Тетон и др.) стратиграфический объем формации Вудсайд возрастает, поскольку она частично замещает и более молодые образования формации Тайнес. Последняя развита на большей площади, чем подстилающая формация Динвуди

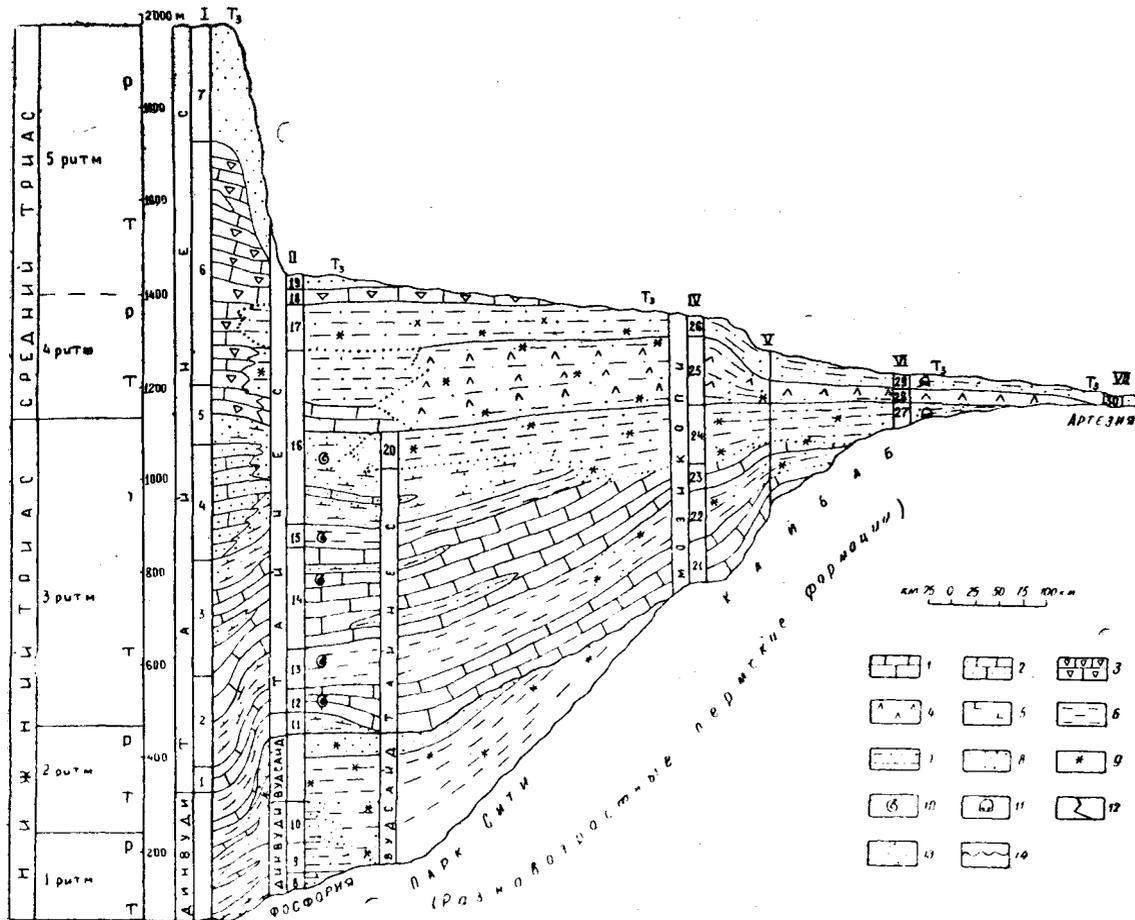


Рис. 3. Фациальный профиль ниже-среднетриасовых отложений в области сочленения Северо-Американской платформы и Кордильерской геосинклинали

I—VII — разрезы: I — Айдахо, форт Халл [26]; II — оз. Бэр [26]; III — Большое Соляное озеро, форт Дуглас, северная Юта [26]; IV — Зион, юго-западная Юта [11]; V — Канаб, юго-западная Юта [11]; VI — р. Литл Колорадо, Аризона [29]; VII — р. Пекос, Нью-Мексико [50]; 1—20 — местные стратиграфические подразделения: 1 — Нижний известняк, 2 — Нижний черный известняк, 3 — Алевритовый известняк, 4 — Верхний черный известняк, 5 — Песчаник и известняк, 6, 18 — Портнеф, 7, 19 — Тимоти, 8 — Алевритистый известняк, 9 — зона Lingula, 10 — зона Clagia, 11 — Динвуди, 12 — Нижний известняк, 13 — Нижний сланец, 14 — Средний известняк, 15 — Средний сланец, 16 — Верхний карбонатный алевролит, 17, 20 — Анкаре; 21—30 — пачки: 21 — Тимповеап, 22 — Нижняя красная, 23 — Виржинский известняк, 24 — Средняя красная, 25 — Шнабкаиб, 26 — Верхняя красная, 27 — Вупэтки, 28 — Мокви, 29 — Холбрук, 30 — Антон Чико; 1—8 — породы: 1 — известняк, 2 — алевритовый и песчаный известняк, 3 — кремнистый известняк, 4 — гипс, ангидрит, 5 — карбонатный аргиллит, 6 — аргиллит, 7 — алевролит, 8 — песчаник; 9 — красноцветность; 10 — аммониты; 11 — наземные позвоночные; 12—13 — фациальное замещение: 12 — карбонатных морских отложений терригенными, 13 — сероцветных морских отложений прибрежно-морскими и континентальными красноцветными; 14 — несогласное залегание

и ее стратиграфические аналоги, а в краевых частях бассейна залегает на пермских образованиях. Наиболее полно охарактеризованный аммоноидеями разрез формации Тайнес находится в районе оз. Бэр (юго-восточное Айдахо), в нем Б. Каммелом [26] выделены следующие подразделения.

1. Нижний известняк — серый, массивный, с обильными аммонитами *Meekoceras gracilitatis* White.

2. Нижние сланцы с *Anasibirites pluriformis* Guex.

3. Средний известняк — серый, массивный, с прослоями алевролитов, содержит *Tirolites harti* Smith, пелециподы и брахиоподы.

4. Средние сланцы, включающие карбонатные конкреции, изобилующие аммоноидеями (*Columbites parisianus* Hyatt et Smith и др.), а также пелециподами.

5. Пачка верхних карбонатных алевролитов, состоящая из переключения алевролитовых буровато-серых известняков, внизу с аммонитами верхов нижнего триаса (*Prohungarites mckelvei* Kummel). Общая мощность нижнего триаса 650 м. Выше лежащие кремнистые известняки Портнеф, песчаники Тимоти, как и «язык» красноцветов формации Анкаре, отнесены к среднему триасу.

Зональная последовательность данного разреза (приведенные аммоноидеи — руководящие зональные формы) установлена в [26, 27, 47]; наиболее полная для тетических районов, она предложена в качестве стандартной для верхней половины нижнего триаса [5]. Несколько иное подразделение дает Б. Каммел [26] для формации Тайнес в районе Форт Халл (юго-восток Айдахо), однако эти схемы между собой хорошо увязаны (рис. 2, 3). Здесь мощность нижнего триаса возрастает до 750 м.

Последовательность литологических комплексов формации Тайнес можно сгруппировать в две ритмичные пачки, каждая из которых начинается органогенными известняками, а заканчивается глинистыми сланцами и песчаниками. На основе изучения количества особей и видов конодонтов в породах формации Тайнес американские ученые [48] показали, что формировавшиеся в нижней части сублиторали карбонатные илы преобразованы в известняки с аммонитами и пелециподовые ракушечники, тяготеющие к нижней части ритмов, а глины и карбонатные песчаники в верхах ритмов происходят из илов, отлагавшихся в верхней части сублиторали. Поэтому данные пачки можно рассматривать как трансгрессивно-регрессивные. Аналогичные ритмы прослежены в детально изученном разрезе формации Тайнес в горах Уосатч, восточнее Большого Соляного озера (Юта) [48]. Детальность исследований позволяет установить в крупных ритмах мелкие.

В нижнетриасовых отложениях данного бассейна выделено три трансгрессивно-регрессивных ритма (включая нижний — Динвуди-Вудсайд), возраст которых синхронен установленным А. Эмбри для впадины Свердруп. Неясно только, соответствует ли нижняя граница третьего ритма подошве зоны *Tirolites harti*, поскольку слагающие нижнюю (трансгрессивную) часть ритма в разрезе г. Уосатч пелециподовые известняки (основание толщи С схемы М. Сольена и др. [48]) не содержат руководящей фауны, а типичные спэтские конодонты *Neospathodus triangularis* (Bender) найдены в 25 м выше основания этих известняков.

Западной границей распространения смитских отложений служит «орогенический пояс Сонома», проходящий через центральную Неваду. С движениями сономской орогенической фазы некоторые исследователи [30] связывают региональное воздымание территории, что обусловило несогласие между пермскими и нижнетриасовыми (смитскими) породами. Вдоль этой границы в западной Юте и северо-восточной Неваде формация Тайнес несогласно залегает на верхнепермских из-

известняках формации Герстер. Здесь, в основании Тайнес, присутствуют кремнисто-галечные конгломераты, выполняющие в подстилающих породах врезанные каналы глубиной до 12 м. Изучение конодонтов из известняков Тайнес показало [14], что от хр. Конфюжн в западной Юте к краевой части бассейна отмечено последовательное залегание на пермских отложениях сначала нижних горизонтов смитского яруса (с конодонтами зон *Parachirognathus-Furnishius* и *Neospathodus conservativus*), а затем более молодых смитских слоев с конодонтами зоны *Neogondolella milleri* (район хр. Медисин с северо-восточной Неваде). Этот факт, по [14], свидетельствует о последовательном расширении морского бассейна к западу в течение смитского века.

На востоке центральной Калифорнии морские нижнетриасовые отложения, залегающие несогласно на различных формациях нижней перми, местами дислоцированных [28], прослежены в узкой прерывистой полосе от гор Иньо до южной оконечности хр. Параминт, где они слагаются органогенно-обломочными и алевритовыми известняками и глинистыми сланцами, образующими три трансгрессивно-регрессивных ритма. Нижний (грисбахско-динеровский), мощностью 100 м, охарактеризован внизу *Claraia griesbachi*, а сверху — конодонтами *Neogondolella carinata* (Clark), *Neospathodus dieneri* Sweet. Средний, с *Meekoceras gracilitatis* (100 м), отвечает смитскому ярусу, а верхний (270 м) охарактеризован конодонтами *Neospathodus homeri* (Bender) и имеет спэтский возраст. Вышележащие среднетриасовые отложения начинаются массивными известняками с нижнеазиатскими аммонитами *Neoropanoceras haugi* (Hyatt et Smith) и конодонтами *Neospathodus timorensis* (Nogami).

Северо-Американская платформа

Платформенный чехол плато Колорадо и прилегающих районов. Морские отложения Кордильерской миогеосинклинали в пределах плато Колорадо и прилегающих районов в юго-восточном направлении постепенно переходят в существенно красноцветные прибрежно-морские и континентальные отложения, которые слагают чехол Северо-Американской платформы. Морские в основном карбонатные породы далеко вдаются в красноцветы в виде вытянутых клиньев, образуя, по определению В. С. Сорокина (1984), для девонских отложений «...опорный стратиграфический каркас разнофациальной толщи». На большей части площади нижнетриасовые отложения вместе со среднетриасовыми входят в формацию Моэнкопи. Красноцветные образования в пределах Вайоминга и Южной Дакоты выделены в формацию Чагуотер, а юго-восточнее — в формацию Спреафиш. Обе последние формации, наряду с триасовыми, включают нередко часть пермских слоев.

Различные районы плато Колорадо имеют местные стратиграфические схемы разделения формации Моэнкопи. Наиболее полные разрезы находятся в юго-западной Юте и северо-западной Аризоне, где выделены следующие пачки. Пачка Тимповеап залегает несогласно на известняках формации Кайбаб (аналог кубергандинского яруса [3]). В ее основании местами развиты конгломераты и косослоистые песчаники, врезанные в подстилающие известняки на глубину до 15 м. Пачка сложена массивными, участками оолитовыми, известняками с кремнистыми включениями, вверху — косослоистыми калькаренитами. По находкам аммонитов она относится к зоне *Meekoceras gracilitatis* [29]. Ее мощность непостоянна, зависит от амплитуды дотриасового рельефа, максимальная достигает 135 м [38]. Там, где развиты только конгломераты, они выделены в самостоятельную пачку Рок Каньон, охарактеризованную аммонитами *Meekoceras cf. mushbahanum* (White) [42].

Нижняя красная пачка мощностью до 111 м [29], залегающая

либо на известняках пачки Тимповеап, либо на конгломератах Рок Каньон, или на гипсах пермской формации Кайбаб [41], сложена красными и коричневыми сланцами и песчаниками с жилами гипса. Виржинские известняки, мощностью до 50 м, несогласно лежащие либо на подстилающей пачке, либо на формации Кайбаб, представлены желтовато-серыми или зеленовато-серыми органогенными крупно- или тонкослоистыми известняками, переслаивающимися с желтыми и красными глинистыми сланцами и коричневыми карбонатными алевролитами. С. Поборский [41] установил, что к востоку формация постепенно выклинивается. Наиболее выдержаны нижние горизонты (всего их 10) известняков, в то время как верхние замещаются по простиранию красноцветами вышележащей пачки. Известняки нередко содержат рассеянные сульфиды Pb, Zn и Cu [42]. В Виржинских известняках встречены разнообразные гастроподы, пелециподы, иглокожие, брахиоподы, остракоды, а также аммониты, в том числе *Tirolites spinosus* Mojs. (зона *Tirolites harti*).

Средняя красная пачка мощностью до 156 м [29] сложена красными, более светлыми алевролитами, чем в Нижней красной пачке, с редкими линзами известняка и гипса.

Пачка Шнабкаиб, мощностью до 260 м [23], отчетливо выделяется в разрезе формации Моэнкопи из-за повышенной загипсованности белой окраской. Она представлена алевролитами и аргиллитами с пластом косослоистого песчаника.

Верхняя красная пачка, завершающая разрез формации Моэнкопи, сложена кирпично-красными и коричневыми сланцами с частыми прослоями алевролитов и песчаников, редкими — известняков, конгломератов и гипсов. Мощность пачки до 158 м [23, 42]. Выше несогласно залегают конгломераты Шинарумпа, слагающие основание верхнетриасовой формации Чинли.

В юго-восточной Юте нижнетриасовые отложения залегают несогласно на различных пермских горизонтах — от формации Катлер (не моложе позднего ленаарда) до Кайбаб, возраст которой на западе моложе кубергандинского и отвечает гвадалупию [10]. Нижним членом формации Моэнкопи в этом районе является пачка Хоскиннини, ограниченно развитая на востоке в долине Монументов [51]⁷. Пачка представлена палево-красновато-коричневыми алевролитами и тонкозернистыми песчаниками, горизонтально- или волнистослоистыми. Максимальная мощность 38 м.

Вышележащая пачка Блэк Драгон, сложенная слоистыми и тонкослоистыми алевролитами и песчаниками с волноприбойными знаками ряби, в основании содержит местами базальные конгломераты мощностью до 12 м из гальки кварца и кремня. Вверху отмечены прослои известняков и доломитов, местами гипсов. Найдены гастроподы, пелециподы, сходные с формами из меекоцерасовых слоев Айдахо, а также нижнетриасовые конодонты *Ellisonia triassica* Muller [10]. Мощность пачки 72 м.

Пачка Синбад лежит на подстилающих образованиях с постепенным переходом. Она представлена светлыми известняками, реже доломитами яснослоистыми, иногда оолитовыми, с подчиненными прослоями алевролитов и кварцевых песчаников [10]. Известняки Синбад — это проникающий и выклинивающийся к юго-востоку «язык» нижней части формации Тайнес (рис. 3). Мощность пачки до 45 м. Отмечены фациальные взаимопереходы с нижележащими красноцветами пачки Блэк Драгон [51]. Известняки Синбад охарактеризованы обильными и разнообразными гастроподами, пелециподами, иглокожими, скафоподами, а также смитскими аммонитами *Wyomingites* cf. *whiteanus*

⁷ Пачку иногда выделяют в самостоятельную формацию [10].

(Waag.), *Dieneroceras knechti* (Hyatt et Smith), *Arctoceras tuberculatus* (Smith) зоны *Meekoceras gracilitatis* [10].

Вышележащая пачка Торрей, мощностью 90 м, образована плотными тонкозернистыми красноватыми песчаниками и алевролитами, аргиллитами, редкими глинисто-галечными конгломератами, песчанистыми доломитами и доломитовыми известняками. В ее основании повсеместно преобладают аллювиальные фации [10], в средней части максимально развиты мелководно-морские и дельтовые образования, проницающие далеко на юго-восток, а верхняя, где преобладают аллювиальные фации, характеризуется регрессивными чертами. Это позволило скоррелировать пачку не только с Виржинскими известняками, но и с Нижней и Средней красными пачками. В пачке Торрей содержатся раннетриасовые моллюски, брахиоподы, остракоды, рыбы и амфибии [10, 29], среди которых присутствуют формы, близкие к партозоуховой фауне [33], типичной для отложений спэтского возраста [31].

Пачка Муди Каньон, венчающая формацию Моэнкопи и залегающая согласно, сложена красноцветными и коричневыми слоистыми алевролитами, аргиллитами, доломитами, гипсами и песчаниками. Типичны волноприбойные знаки ряби и горизонтальная выдержанность слоев. Сохранившаяся участками самая верхняя часть пачки образована аллювиальными песчаниками. Из органических остатков найдены отпечатки следов *Chirotherium* [52]. Пачку Муди Каньон несогласно перекрывает верхнетриасовая формация Чинли.

В районе Соляной антиклинали триасовые отложения обнажены на крыльях солянокупольных складок, рост которых продолжался и в триасе [45]. Формация Моэнкопи в данном регионе подразделяется на четыре пачки. Нижняя — Тендерфут (стратиграфический эквивалент пачки Хоскиннини) — залегаёт с небольшим (до нескольких градусов) угловым несогласием либо на пермской формации Катлер (ленард), либо на выжатых в ядрах антиклиналей соленосных отложениях пачки Парадокс формации Гермоза (пенсильваний) [45]. Пачка представлена в нижней части грубыми аркозовыми песчаниками с линзами конгломератов, сменяющимися выше красновато-коричневыми слоистыми песчанистыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками с гипсом, волноприбойными знаками ряби [52].

Пачка Али Баба, лежащая несогласно на пачке Тендерфут или пермских или пенсильванских отложениях, сложена красновато-коричневыми косослоистыми аркозовыми песчаниками и конгломератами с прослоями алевроитовых сланцев. Выше с постепенным переходом залегаёт пачка Севемуп — шоколадные тонкозернистые песчаники и алевролиты с волноприбойными знаками ряби. Находки гастропод и аммонитов *Meekoceras* [45] позволяют коррелировать ее с пачкой Синбад.

Верхняя пачка Париотт, залегающая несогласно, представлена пестроцветными песчаниками, местами конгломератовидными, аргиллитами и алевролитами и коррелируется с верхними песчаниковыми горизонтами пачки Муди Каньон в юго-восточной Юте. Общая мощность формации Моэнкопи в районе Соляной антиклинали достигает 120 м. Отложения формации Чинли, охарактеризованные верхнетриасовым комплексом наземных позвоночных, лежат резко несогласно на разных горизонтах формации Моэнкопи.

Значительный интерес для корреляции морских и континентальных отложений нижнего триаса представляют образования формации Моэнкопи бассейна р. Литл Колорадо (северо-восточная Аризона), где они расчленены Мак Ки [29] на три пачки. Нижняя, мощностью до 36 м, Вупэтки, залегающая на верхнепермских известняках формации Кайбаб, содержит в основании грубообломочные конгломераты из об-

ломков кремней и известняков, врезанные в подстилающие породы на 4,5 м [44]. Внизу пачки наблюдаются красновато-коричневые тонкослоистые алевролиты и песчаники с волноприбойными знаками ряби, нередко с отпечатками следов тетрапод; вверху красноватые тонкозернистые плитчатые, местами косослоистые песчаники, среди которых встречен выдержанный пласт Нижнего массивного песчаника. Пачка охарактеризована богатым комплексом наземных позвоночных, в том числе *Wellesaurus* («*Parotosuchus*») *reabodi* (Well. et Cosgr.). Данную форму американские исследователи сближают с типичными формами паротозуховой фауны Восточно-Европейской платформы позднеолекского (спэтского) возраста [33, 58]. Это хорошо согласуется с корреляцией Вупэтки с верхними горизонтами нижнего триаса [29]. В то же время фауна Вупэтки, стратиграфическое положение которой выше, чем фауны из пачки Торрей, является самой молодой среди паротозуховых фаун Лавразии. М. А. Шишкин и В. Г. Очев (1989) считают ее даже раннеанизийской.

Средняя пачка Мокви, выделяющаяся более светлой окраской и залегающая согласно, сложена алевролитами и аргиллитами с частыми прослоями гипсов. Ее мощность до 43 м [52].

Верхняя пачка Холбрук, мощностью до 36 м, представлена тонкозернистыми плотными песчаниками, а вверху — алевролитами. Отмечены тонкие прослои известняков и внутриформационных конгломератов, состоящих из гальки известняков с пелециподами и чешуей рыб. В пачке обнаружены многочисленные отпечатки следов тетрапод (*Chirotherium*), а также позвоночных *Cyclotosaurus* и др. раннеанизийского возраста [33, 50]. Пачка Холбрук лежит на подстилающих отложениях со скрытым несогласием, а в районе плато Дефианс, на северо-востоке Аризоны, — непосредственно на пермских породах [44]. Выше Холбрук резко несогласно перекрыта образованиями верхнетриасовой формации Чинли, местами переходящими на подстилающие пермские отложения.

В центральной части Нью Мексико стратиграфическими аналогами пачки Холбрук являются маломощные (22 м) косослоистые песчаники пачки Антон Чико формации Моэнкопи с аналогичными аризонским формами раннеанизийских наземных позвоночных. Песчаники залегают непосредственно на формации Бернал позднепермского (гвадалупий) возраста. Вышележащая резко несогласно формация Санта Роса коррелируется с низами верхнего триаса [49].

В центральном Вайоминге широко развиты континентальные красноцветы формации Чагуотер, фациально замещающие формации Вудсайд и Тайнес западных районов, а также верхи Динвуди. Нижняя же часть последней формации морского генезиса подстилает красноцветы Чагуотер вплоть до гор Ларрами, образуя «язык Литл Медисин». В бассейне Уинд Ривер в горах Бигхорн нижняя часть формации Чагуотер выделена в прибрежно-морскую красноцветную толщу Ред Пик, подразделяемую на пять пачек: Алевритистых аргиллитов (до 87 м), Нижних плитчатых пород (до 115 м), Массивных и тонкослоистых алевролитов, аргиллитов и песчаников (до 139 м), Верхних плитчатых пород (до 23 м) и Массивных песчаников и алевролитов (до 9 м) [40]. Выше залегают известняки пачки Алькова (до 4,5 м) — эквивалент части морской формации Тайнес [26]. Известняки перекрыты песчаниками Кару Маунтин. Выше резко несогласно лежит верхнетриасовая пачка Попо Эйджи [6].

Таким образом, в рассмотренном регионе нижнетриасовые отложения залегают с большим стратиграфическим, а иногда угловым несогласием на подстилающих (от верхнепермских до девонских) образованиях. Несогласие обусловлено крупным перерывом, охватившим значительную часть позднепермской эпохи (отсутствие отложений

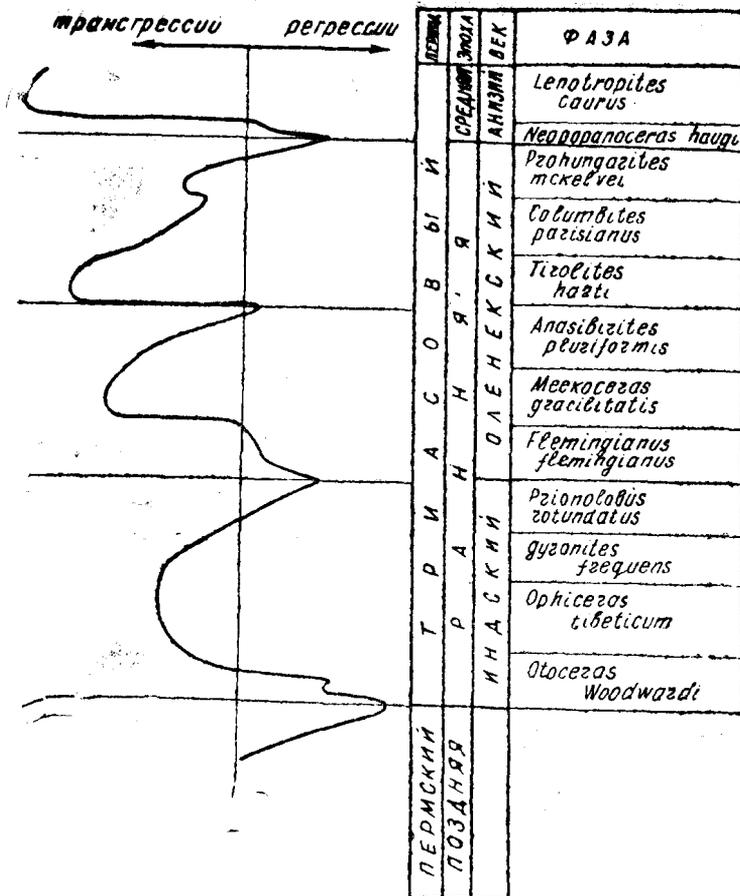


Рис. 4. Кривая эвстатического изменения уровня Мирового океана в раннетриасовую эпоху

джульфинского и дорашамского возраста) [3]. Площади развития нижнетриасовых отложений больше, чем верхнепермских, поэтому представления об ограниченности их распространения [7] не соответствуют действительности. Строение нижнетриасовых отложений ритмичное. Нижний ритм грисбахско-динеровского возраста, средний — позднединеровско (начиная с аналогов зоны *Flemingites flemingianus*) -смитского, верхний — спэтский (согласно принятой для Северной Америки стратиграфической схеме Е. Тозера [55]). Строение ритмов трансгрессивно-регрессивное. Причина ритмичности нижнетриасовых отложений — эвстатические колебания уровня Мирового океана [18, 31]. Это явление имеет в неогее всеобщий характер, что убедительно показано С. В. Тихомировым [6].

Раннетриасовый историко-геологический этап развития характеризовался последовательно развивавшейся трансгрессией, которая происходила циклически в три подэтапа. Каждый из них начинался повышением уровня моря, приводившим к увеличению ареала морской седиментации (трансгрессии), а заканчивался понижением уровня моря, сокращением ареала морской седиментации (регрессия) при одновременном увеличении площади континентального осадконакопления.

Если не учитывать особенностей вертикальных тектонических движений (поднятий и опусканий) на континенте, то о масштабах трансгрессий можно судить по дальности проникновения морских карбонат-

ных отложений в красноцветные, существенно континентальные («языки»). Сходный характер этого явления в различных частях Лавразии [31], независимо от принадлежности территории к платформенным или геосинклинальным областям, доказывает, по нашему мнению, незначительность роли тектонического фактора по сравнению с эвстатическим. При этом влияние рельефа и климата на прилегающей суше было достаточно однородным. Историю развития осадочных бассейнов на Северо-Американском континенте в раннем триасе можно расшифровать следующим образом.

Первая раннетриасовая трансгрессия, наименьшая, хотя ее площадь далеко вышла за пределы позднепермских бассейнов, развивалась последовательно с начала раннетриасовой эпохи; с максимумом в фазе *Orhiceras tibeticum*, после чего началась регрессия. Вторая трансгрессия, достигшая максимума в фазу *Meekoceras gracilitatis*, была значительно больше предыдущей и завершилась регрессией в фазу *Anasibirites pluriformis*. Максимум третьей, самой крупной, раннетриасовой трансгрессии пришелся на фазу *Tirolites harti*, после чего отмечена регрессия, прерванная лишь небольшой трансгрессией в начале фазы *Prohungarites mckelvei*. Среднетриасовая трансгрессия, начавшаяся с фазы *Lenotropites saurus*, была значительнее раннетриасовой, что доказано более широким развитием на Северо-Американской платформе среднетриасовых отложений, по сравнению с нижнетриасовыми.

На рис. 4 изображена кривая эвстатического колебания уровня Мирового океана в раннетриасовую эпоху. По количеству ритмов она сходна с кривой, построенной А. Эмбри [18] для арктического бассейна, однако существенно отличается по масштабам отдельных трансгрессий. Так, максимальная в раннетриасовую эпоху трансгрессия, согласно [18], приходится на грисбахско-динеровский век, причем она даже несколько превысила раннеазиатскую. Это положение опровергается приведенным фактическим материалом. Начало раннетриасовой эпохи знаменует наступление нового, мезозойского, этапа развития Северо-Американского региона. Отнесение ее к завершающим фазам позднепалеозойского (герцинского) этапа [7] ошибочно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дагис А. С., Архипов Ю. В., Бычков Ю. М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979.
2. Дагис А. С., Казаков А. М. Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1984.
3. Котляр Г. В. и др. Ярусы пермских отложений Тетической области и их глобальная корреляция // Советская геология. 1987. № 7.
4. Лозовский В. Р., Строк Н. И., Горбаткина Т. Е. Геологическое строение нижнего триаса // Верхнепермские и нижнетриасовые отложения Московской синеклизы. М.: Недра, 1984.
5. Лозовский В. Р., Шевырев А. А., Пятакова М. В. Зональные стратиграфические схемы нижнего триаса по аммонитам и конодонтам. Статья 1. Аммонитовые зональные схемы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 3.
6. Тихомиров С. В. К второму изданию учебника «Историческая геология». Статья 1. О методах историко-геологического анализа // Изв. вузов. Геол. и разв. 1988. № 10.
7. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка. Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971.
8. Энциклопедия региональной геологии мира. Л.: Недра, 1980.
9. Vamber E. W., Macqueen R. W. Upper Carboniferous and Permian Stratigraphy of the Monkham Pass and Spine Pass area, NE of British Columbia // Geol. Surv. of Can. Bul. 1979. 301.
10. Blakey R. C. Stratigraphic and Depositional Analysis of the Moenkopi Formation, Southeastern Utah // Bul. of the Utah Geol. and Min. Surv. 1974. 104.
11. Blakey R. C., Middleton L. T. Lower Mesozoic stratigraphy and depositional systems SW Colorado Plateau // Spec. Stud. Utah Geol. and Min. Surv. 1983. N 60.
12. Broglio L. C., Neri C., Possenato R. Stratigrafia e paleoecologia // Ann. Univ. Ferrara. 1980. Sez. 9. 6.

13. **Clarc D. L. et al.** Permian-Triassic sequens in NW Utah // *Geology*. 1977. Vol. 5. N 11.
14. **Collinson J. W. et al.** Permian-Triassic boundary in eastern Nevada and west-central Utah // *Geol. Soc. of Amer. Bul.* 1976. Vol. 87. N 5.
15. **Detterman R. L.** Mesozoic sequence in Arctic Alasca // *Arct. Geol. Amer. Assoc. Petr. Geol. mem.* 1973. N 19. Tulsa.
16. **Danbar C. O. et al.** Correlation of the Permian formations of North America // *Geol. Soc. Amer. Bul.* 1960. 71. N 12.
17. **Embry A. F.** Stratigraphic subdivision of the Blind Fiord and Bjorn formations (Lower Triassic) // *Sverdrup Basin, Arctic Islands Pap. Geol. Surv. Can.* 1986. N 86-B/1.
18. **Embry A. F.** Triassic Sea-Level Changes: Evidence from the Canadian Arctic Archipelago // *Geol. Surv. Can. Spec. Publ.* 1988. N 42.
19. **Gibson D. W.** Triassic Stratigraphy of the Pine Pass-Smoky River area, Rocky Mountain Foothills and Front Rang of British Columbia and Alberta // *Pap. Geol. Surv. Can.* 1972. N 71-30.
20. **Gibson D. W.** Triassic rocks of the Rocky Mountain fouthills and Front Ranges of Northeastern British Columbia and West-Central Alberta // *Geol. Surv. Bul. Can.* 1975. 247.
21. **Irwin W. P. et al.** Conodonts of the Western Paleozoic and Triassic belt, Klamath Mountains, California and Oregon // *J. of Paleont.* 1983. Vol. 57. N 5.
22. **Jansonius J.** Palynology of Permian and Triassic sediments, Peace River area // *Western Canada Paleontographica*. 1962. Bd. 110, Abt. B. 1, N 1-4.
23. **Jenson J.** Stratigraphy and facies analysis of the Upper Kaibab and Lower Moenkopi Formation in Southwest Washington County, Utah // *B. Young Univ. Geol. Stud.* 1986. Vol. 33. N 1.
24. **Kay M.** North American geosynclines // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1951. 48.
25. **Kozur H., Nassichuk W. W.** Permian conodonts in the Canadian Arctic Archipelago — biostratigraphic discussion // *Pap. Geol. Surv. Can.* 1977. N 77-1A.
26. **Kummel B.** Triassic Stratigraphy of southeastern Idaho and Adjacent Areas // *Geol. Surv. Prof. Paper.* Washington. 1954. 254-H.
27. **Kummel B.** Ammonoids of the Late Scyphian (Lower Triassic) // *Bul. Mus. Compar. Zool. Harvard Univ.* 1969. Vol. 137. N 3.
28. **Lewis M. et al.** Lower Triassic Marine sedimentary Rocks in East-Central California // *Spec. Stud. Utah Geol. and Min. Surv.* 1983. N 60.
29. **McKee E. D.** Stratigraphy and history of the Moenkopi Formation of Triassic age // *Mem. Geol. Soc. Amer.* 1954. 61.
30. **McKee E. H., Burke D. B.** Fission-Track Age Bearing on the Permian-Triassic Boundary and Time of the Sonoma Orogeny in North-Central Nevada // *Bul. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83. N 7.
31. **Lozovsky V. R.** Some Peculiarities of Development of East European and North American Platforms during Early Triassic // 28-th Interntional Geol. Congress, Abstracts. Washington. 1989. Vol. 2.
32. **Moore P. R.** Mesozoic stratigraphy in the Blue Mountains and Krieger Mountains, Northern Ellesmere Island, Arctic Canada: A preliminary Account Current Research // *Part A. Geol. Surv. Can. Paper.* 1981. 81-1A.
33. **Morales M.** Terrestrial fauna and flora from the Triassic Moenkopi Formation of the southwestern United States // *J. Ariz. Acad. Sci.* 1987. Vol. 22. N 1.
34. **Mull C. G. et al.** New Upper Paleozoic and Lower Mesozoic Stratigraphic Units, Central and Western Brooks Range, Alasca // *Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1982. 66, N 3.
35. **Nassichuk W. W. et al.** Permian-Triassic boundary in the Canadian Arctic Archipelago // *Bul. Can. Petrol. Geol.* 1972. 20. N 4.
36. **Nichols K. M., Silberling N. J.** Stratigraphy and Depositional History of the Star Peak Group (Triassic), Northwestern Nevada // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.* 1977. N 178.
37. **Nicols K. M., Silberling N. J.** Early Triassic (Smithian) Ammonites of Paleoequatorial affinity from the Chulitna terrane, South-Central Alasca // *Geol. Surv. Prof. Paper.* 1979. N 1121 B.
38. **Nielson R. L., Jonson J. I.** Timpoweap member of the Moenkopi formation Timpoweap Canon, Utah // *Utah Geol.* 1979. Vol. 6, N 1.
39. **Paul R. C., Paul R. A.** Revision of type Lower Triassic Dinwoody Formation, Wyoming, and designation of principal reference section // *Contribution to Geol. Univ. of Wyoming.* 1983. Vol. 22, N 2.
40. **Picard M. D.** Stratigraphy and depositional environments of the Red Peak Member of the Chungwater Formation (Triassic), West-Central Wyoming // *Contr. Geol.* 1967. 6. N 1.
41. **Poborski S. V.** Virgin Formation (Triassic) of the St. George, Utah area // *Bul. Geol. Soc. Amer.* 1954. Vol. 65. N 10.
42. **Reeside J. B., Bassler H.** Stratigraphic section in Southwestern Utah and North-Western Arizona // *US Prof. Geol. Paper.* 1922. 129 D.
43. **Reeside J. B. et al.** Correlation of the Triassic formations of North America, exclusive of Canada // *Bul. Geol. Soc. Amer.* 1957. 68. N 11.

44. Repening C. A. et al. Stratigraphy of the Chinle and Moenkopi Formation, Navajo and Hopi Indian Reservations, New Mexico and Utah // Geol. Surv. Prof. Paper. 1969. 521-B.
45. Shoemaker E. M., Newman W. L. Moenkopi formation (Triassic? and Triassic) in Salt Anticline Region, Colorado and Utah // Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1959. Vol. 43, N 8.
46. Silberling N., Tozer E. Biostratigraphic classification of the Marine Triassic in North America // Spec. Paper. Boulder. Colorado. 1968. N 110.
47. Smith J. P. Lower Triassic ammonoids of North America // US Geol. Prof. Paper. 1932. N 167.
48. Solien M. A. et al. Structure and Stratigraphy of a Lower Triassic conodont Locality, Salt Lake City, Utah // B. Young Univ. Geol. Stud., 1979. Vol. 26.
49. Spencer Lucas, Hunt A. Stratigraphy of the Anton Chico and Santa Rosa Formations, Triassic of EC New Mexico // J. Ariz. Nev. Acad. Sci. 1987. Vol. 22.
50. Spencer Lucas, Morales M. Middle Triassic amphibian from the Basal Santa Rosa Formation, East-Central New Mexico // New Mexico Geol. Soc. Guidebook. 1985.
51. Stewart J. H. et al. Stratigraphy of Triassic and Associated Formations in part of the Colorado Plateau Region // Geol. Surv. Bul. 1959. 1046-a.
52. Stewart J. H. et al. Stratigraphy and origin of the Triassic Moenkopi Formation and Related Strata in the Colorado Plateau Region // Geol. Surv. Prof. Paper. 1972. 691.
53. Tozer E. Triassic stratigraphy and fauna, Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago // Mem. Geol. Surv. Can. 1961. 316.
54. Tozer E. Lower Triassic Stages and Ammonoid zones of Arctic Canada // Geol. Surv. Can. Paper. 1965. 65—12.
55. Tozer E. A standard for Triassic Time // Bul. Geol. Surv. Can. 1967. N 156.
56. Wardlaw B. R., Jones D. L. Triassic conodonts from Eugeoclinal Rocks of Western North America and their tectonic significance // Riv. Ital. Paleont. 1980. Vol. 85. N 3—4.
57. Weller J. O. et al. The Cordillerian structural Province in variation in tectonic styles in Canada // Geol. Assoc. Can. Spec. Paper. 1972. 11.
58. Welles S. P., Cosgriff J. A revision of the Labyrinthodont family Capitosauridae and a Description of Parotosaurus Peabodyi From the Wupatki Member of the Moenkopi Formation in Northern Arizona // Univ. Calif. Publ. in Geol. Sci. 1965. Vol. 54.

Московский геологоразведочный
институт имени Серго Орджоникидзе

УДК 551.4 : 528.94

Е. И. РОМАНОВА

СОДЕРЖАНИЕ И ПОСТРОЕНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ ДЛЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ

Обосновано содержание крупномасштабной геоморфологической карты для сейсмического микрорайонирования территории, основной задачей которого является разделение площади на участки с одинаковой величиной приращения сейсмической интенсивности. На карте рекомендуется показывать морфографические особенности рельефа, разделяя мезоформы на генетически однородные грани рельефа (относительно плоские горизонтальные или полого наклоненные поверхности и на склоны); морфометрические характеристики рельефа (относительные или абсолютные высоты земной поверхности, крутизну склонов и степень расчлененности территории). Приведены методика построения карты и рекомендации по ее оформлению, макет и легенда карты для Сочи — Магистинского района.

Основная задача инженерно-геологических исследований при сейсмическом микрорайонировании (СМР) территории заключается в вы-