

УДК 551.263.2+551.761(235.47)

## ТРИАСОВАЯ КРЕМНЕВАЯ ФОРМАЦИЯ В БАССЕЙНЕ РЕКИ ХОР (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

© 1999 г. Ю. Г. Волохин, Е. В. Михайлик, Г. И. Бурий

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,  
690022 Владивосток, проспект 100-летия Владивостока, 159, Россия

Поступила в редакцию 12.02.97 г., получена после доработки 04.08.97 г.

В среднем течении р. Хор отложения триасовой кремневой формации представляют трансгрессивно-ретрессивный карбонатно-кремневый макроциклический, мощностью около 430 м, и включают отложения, датированные конодонтами от среднего аниза до позднего нория (рэта?). Сокращенные мощности верхнего ладина (24 м) и карния (27 м) коррелируются со скрытыми внутриинформационными перерывами, установленными в разрезах (руч. Лямфана) кремневых толщ, наиболее близких к Ханкайскому массиву, и размытиями в терригенных шельфовых отложениях Южно-Приморской, Арсеньевской и Алчанской зон. Смена толщ в разрезе карбонатно-кремневого макроциклиста коррелируется с циклами глобальных эвстатических изменений уровня моря в триасе. Накопление мощной толщи карбонатов в Сихотэ-Алинском бассейне происходило в эпоху (карний–средний норий) максимального повышения уровня моря и его трансгрессии на Ханкайскую сушу. Абсолютные массы кремненакопления ( $\text{г}/\text{см}^2/1000 \text{ лет}$ ) в анизе (2.8–3.0) и ладине (2.7–3.1) были близки к скоростям современного биогенного кремненакопления в дальневосточных окраинных морях, некоторых внутренних морях (Азовском) и зонах прибрежных апвеллингов (Перуанско-Чилийском). Они были на порядок выше скоростей пелагического кремненакопления в Тихом океане, в северном и экваториальном поясах. Уменьшение кремненакопления в карнине (0.33) и нории (0.62–0.63) компенсировалось усилением карбонакопления и, по-видимому, было обусловлено смещением границы ареалов кремневого и карбонатного planktona в эпохи эвстатических изменений уровня моря и трансгрессий.

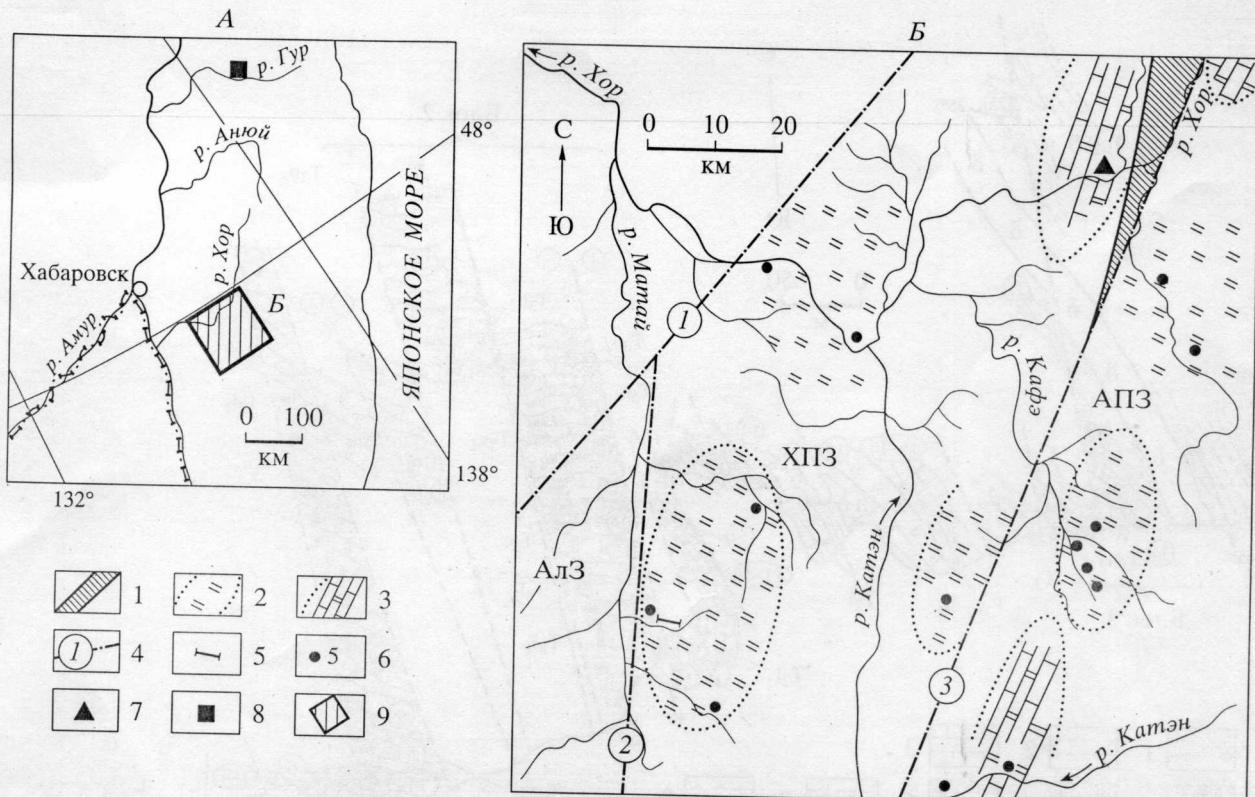
**Ключевые слова.** Сихотэ-Алинь, триас, кремни, карбонаты, конодонты, колебания уровня моря, скорости седиментации.

### ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция доаккреционного строения разрезов и естественная периодизация седиментации – это прямой путь к пониманию геологической истории складчатых областей. Нарушение принципа естественной периодизации и недостаточная детальность лито- и биостратиграфических исследований сложнодеформированных толщ привели к тому, что выполненные при средне- и крупномасштабном геологическом картировании карты Сихотэ-Алиня фактически оказались картами “тектоно-стратиграфических” комплексов. Эти карты мало пригодны для восстановления доаккреционной геологической истории складчатых областей и реконструкции палеобассейнов. Границы “тектоно-стратиграфических” комплексов, как правило, не совпадающие с естественными границами геологических формаций, являются либо тектоническими, либо границами подводно-оползневых тел, и обязаны более поздним тектоническим движениям. Планктоногенные кремневые толщи, фациально выдержаные и богатые микрофауной, являются идеальными стратиграфическими реперами при расшифровке строения аккреционных призм складчатых поясов.

В Сихотэ-Алине радиоляриевые силициты известны в верхнем палеозое, юре, мелу, но наиболее широко распространены в триасе. Отложения триасовой кремневой формации регионально распространены и представлены по крайней мере двумя фациями: кремневой и карбонатно-кремневой (Волохин, 1985; Волохин и др., 1987). В современной структуре складчатой области карбонатно-кремневые отложения триаса известны в Центральной Сихотэ-Алинской и Амуро-Уссурийской (Наданъхада-Хабаровской) зонах, на некотором удалении от окраин древних континентальных массивов (Ханкайского, Кентэйского, Буреинского). Ближе к массивам развиты отложения кремневой фации триаса.

В северном Сихотэ-Алине, в Центральной Сихотэ-Алинской зоне, карбонатно-кремневые триасовые отложения закартированы в верхнем и среднем течении р. Аниой, в верховьях р. Джару и в среднем течении р. Гур, в составе джаурской свиты, считавшейся позднетриасово-позднеюрской (Решения третьего..., 1982), а ныне – раннетриасово-позднеюрской (Решения четвертого..., 1994). В центральном (среднем) Сихотэ-Алине выходы карбонатно-кремневой фации триаса известны на левобережье (в бассейне р. Кабули и в



**Рис. 1.** Район работ (*A*) и положение изученного разреза в бас. р. Хор на схеме фаций триасовой кремневой формации (*B*). Схема фаций составлена с использованием данных Е.К. Шевелева (1988), Т.В. Клец (1995), Г.И. Бурий и др., (1990). 1 – метаморфический комплекс Хорского выступа; 2,3 – фации триасовой кремневой формации: 2 – кремневая, 3 – карбонатно-кремневая; 4 – основные разломы обозначены цифрами в кружках: 1 – Алчанский, 2 – Арсеньевский, 3 – Центральный Сихотэ-Алинский; 5 – разрез по руч. Лямфана (Бурий и др., 1990); 6 – выходы кремневого и карбонатно-кремневого триаса по Т.В. Клец (1995); 7 – разрез, представленный в данной работе; 8 – разрез р. Гур; 9 – врезка *B* на схеме *A*.  
Структурно-формационные зоны: АлЗ – Алчанская зона; Центральная зона, подзоны: ХПЗ – Хорская, АПЗ – Анюйская.

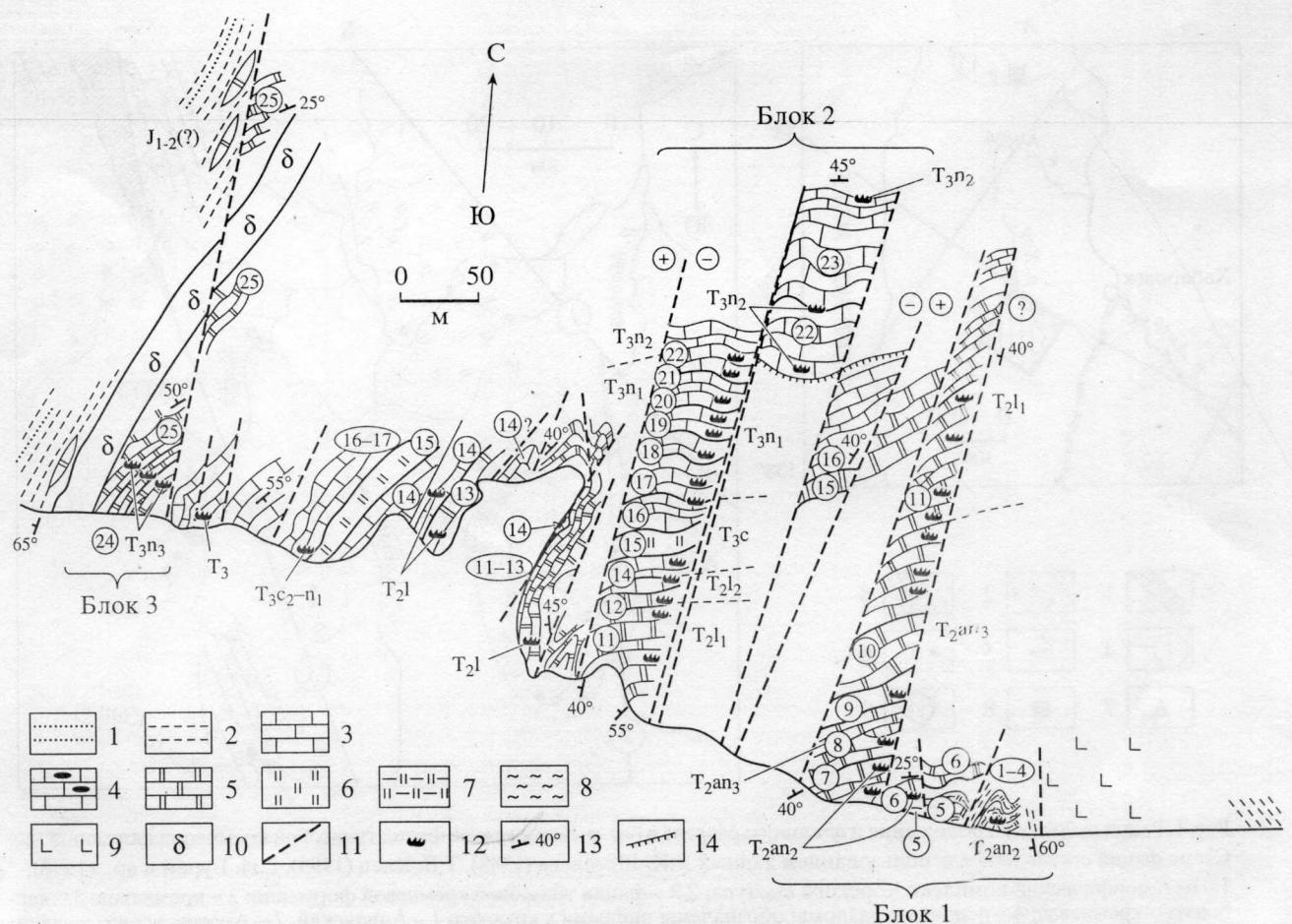
среднем течении р. Катэн) и на правобережье (ниже устья р. Коломи) р. Хор. В этом районе, восточнее Центрального Сихотэ-Алинского разлома (рис. 1) они относились к джаурской, а западнее – к краснореченской свите позднетриасово-ранне-юрского возраста (Шевелев, 1988), в соответствии с имеющимися схемами тектонического районирования. Схема фаций триасовых отложений в бассейне р. Хор (рис. 1), однако, демонстрирует искусственность выделения “структурно-фациальных” и “структурно-формационных” зон, так как границы фаций не совпадают с основными структурными элементами (глубинными разломами).

## ~~РАЗРЕЗ НА ПРАВОБЕРЕЖЬЕ Р. ХОР~~

Наиболее полно карбонатно-кремневая фация триаса обнажается в скальных выходах, в 2-х км ниже устья р. Коломи (правого притока р. Хор). Толщи кремней и известняков слагают юго-восточное крыло крупной синклинали или синформы (?), с размахом крыльев (по подошве триасовых

кремней) около 2.5 км. Ядро синклинали сложено нижне-среднеюрской (?) терригенной толщой. На северо-западном и юго-восточном крыльях синклинали триасовые кремни подстилаются толщей алевроаргиллитовых сланцев, насыщенных силлами (80–200 м) базальтовых порфиритов и диабазов, относившихся при геологическом картировании В.И. Анойкиным и др. условно к верхнему триасу.

В обнажении ниже устья р. Коломы кремни и известняки разбиты разломами северо-восточного простирания на узкие (50–70 м) блоки со смещениями небольшой амплитуды и смяты приразрывной складчатостью (рис. 2). Здесь, в ранее фаунистически “немом” разрезе, нами построена литологическая колонка и в 57 пробах выделены конодонты, позволяющие датировать слои от среднего анизия до позднего нория–рэта включительно. В разрезе выделяются 25 пачек, сгруппированных в 7 толщ, мощностью 355–381 м, образующих единый карбонатно-кремневый макроциклический (рис. 3).



**Рис. 2.** Геологический план обнажения триасовой кремневой формации на правобережье р. Хор, в 2 км ниже устья р. Коломи.

1 – песчаники; 2 – алевролиты и аргиллиты; 3 – известняки; 4 – известняки с желваками и линзами кремней (показаны только на рис. 3); 5 и 6 – кремни (5 – на рис. 2, 6 – на рис. 3); 7 – глинистые кремни; 8 – кремнистые аргиллиты; 9 – диабазы и базальтовые порфириты; 10 – калиевые лампроиты; 11 – разрывные нарушения; 12 – фауна конодонтов; 13 – элементы залегания; 14 – крутые обрывы. Цифры в кружках на плане – номера пачек.

Снизу вверх выделяются:

I. Толща кремневых аргиллитов и алевроаргиллитов (мощность более 13 м).

1) Кремневые аргиллиты серые и зеленовато-серые, линзовидно-слоистые, средне-тонкоплитчатые (мощность элементарных циклита (Мэц) = 2–6 см), с подчиненными прослойями глинистых кремней и черных алевроаргиллитов (10–15%) и конодонтами *Paragondolella bulgarica* Budurov et Stephanov, *Neogondolella constricta* (Mosher et Clark) в нижней части пачки. Мощность 3 м.

2) Кремневые аргиллиты серые тонкоплитчатые (Мэц = 1–3 см) с подчиненными (1 : 5–1 : 10) прослойями черных аргиллитов. Вверху прослой (0.3 м) тонкослоистых черных кремнистых аргиллитов. Мощность 1.4 м.

3) Глинистые кремни серые субгоризонтально-слоистые тонкосреднеплитчатые (Мэц = 1–6,

в среднем 3–4 см), переслаивающиеся с черными аргиллитами. Мощность 2 м.

4) Аргиллиты черные, с редкими линзами глинистых кремней и кремниевых аргиллитов. Мощность более 6 м.

Далее, по ходу, 10–12 м задерновано. Разрывное нарушение. Глыбы черных кремнистых аргиллитов. За разрывом обнажается:

II. Толща глинистых кремней (мощность 25–30 м)

5) Глинистые кремни серые и темно-серые, грубо-плитчатые (Мэц = 10–25 см, обычно 15–25 см) субгоризонтально-слоистые, с прослойми черных алевроаргиллитов (1–40 см) и, реже, глинистых фтанитов. В нижней части пачки – *Neogondolella* sp. indet., *Paragondolella* sp. indet, в средней – *Neogondolella* sp. indet. и стержневидные конодонты, в верхней – *Paragondolella cf. bulgarica* Budurov et Stephanov. Мощность 25–30 м.

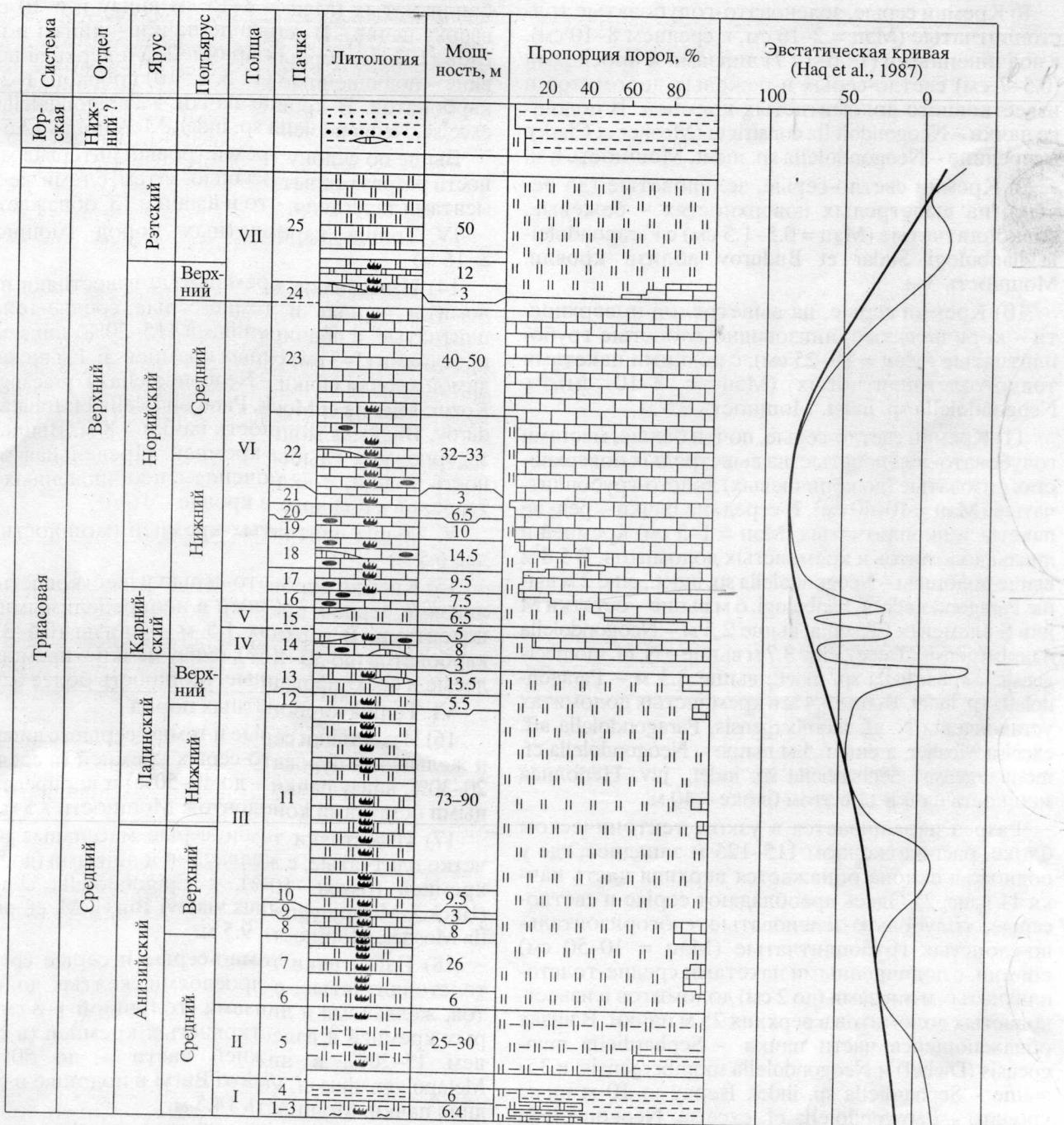


Рис. 3. Стратиграфическая колонка и соотношение пород в разрезе на правобережье р. Хор. Усл. обозначения см. на рис. 2.

Выше – задерновано 1 м мощности. Контакт толщ II и III.

III. Толща плитчатых кремней (мощность 145–165 м)

6) Кремни серые грубоплитчатые ( $M_{эц} = 12-30$  см, обычно от 15 до 25 см) субгоризонтально-слоистые, с редкими пакетами (до 1 м) среднеплитчатых ( $M_{эц} = 3-6$  см) кремней, с *Paragondolella bulgarica* в подошве пачки. Мощность 6 м.

7) Кремни серые, голубовато-зеленоватые от субгоризонтально-слоистых до линзовидно-слоистых, преимущественно толстоплитчатые ( $M_{эц} = 8-12$  см), содержащие до 5–10% линз и прослоев доломитов и кремнистых доломитов, с неопределенными до вида представителями среднетриасовых родов *Neogondolella*, *Paragondolella*, *Gladigondolella* в низах и середине пачки. В 4-х м ниже кровли – *Neogondolella cf. constricta* (Mosher et Clark), *Neospathodus cf. kockeli* (Tatge). Мощность 26 м.

8) Кремни серые, зеленовато-голубоватые толстоплитчатые (Мэц = 2–16 см, в среднем 8–10 см), с подчиненными (1 : 6–1 : 7) линзами и прослойми (0.5–7 см) светло-серых и бежевых доломитов и известковисто-доломитистых кремней. В подошве пачки – *Neogondolella constricta* (Mosher et Clark), в середине – *Neogondolella* sp. indet. Мощность 8 м.

9) Кремни светло-серые, зеленоватые (до белых), на выветрелых поверхностях – бежевые, тонкоплитчатые (Мэц = 0.5–1.5 см) с *Paragondolella hanbulogi* Sudar et Budurov вблизи кровли. Мощность 3 м.

10) Кремни серые, на выветрелой поверхности – коричневатые, линзовидно-слоистые грубо-плитчатые (Мэц = 20–25 см), с редкими пакетами тонко-толстоплитчатых (Мэц = 3–10 см), с *Neogondolella* sp. indet. Мощность 9.5 м.

11) Кремни светло-серые, почти белые, местами голубовато-зеленоватые, на выветрелых поверхностях розоватые (до коричневых) толсто-грубо-плитчатые (Мэц = 10–40 см). В середине пачки – редкие пакеты тонкоплитчатых (Мэц = 1–3 см) кремней и линзы доломитов и кремнистых доломитов. В 5.8 м выше подошвы – *Neogondolella* sp. indet., еще 2 м выше *Paragondolella* cf. *hanbulogi*, 6 м выше – остатки M или S элемента *Ellisonia*, выше 2.5 м – *Neogondolella mombergensis* (Tatge), еще 3.7 м выше – N. cf. *mombergensis*, *Sephardiella* sp. indet., выше 3.3 м – *Paragondolella* sp. indet. Выше 5.4 м в кремнистых доломитах установлены N. cf. *mombergensis*, *Paragondolella* aff. *excelsa* Mosher, а еще 6.5 м выше – *Neogondolella* cf. *mombergensis*, *Sephardiella* sp. indet., juv. Неполная мощность пачки 11 в этом блоке – 40 м.

Разрез наращивается в узком тектоническом блоке, расположенном 115–125 м западнее, где у подножья склона обнажается верхняя часть пачки 11 (рис. 2). Здесь преобладают серые и светло-серые, голубовато-зеленоватые субгоризонтально-слоистые грубо-плитчатые (Мэц = 10–50 см) кремни, с подчиненными пакетами средне-толстоплитчатых и линзами (до 2 см) доломитов и известковистых доломитов в верхних 25 м пачки. В низах обнажающейся части пачки – *Sephardiella tungsensis* (Diebel) и *Neogondolella mombergensis*; в 3 м выше – *Sephardiella* sp. indet. Верху (в 10 м ниже кровли) – *Paragondolella* cf. *excelsa*, *Neogondolella* cf. *mombergensis*, N. sp. juv. aff. *excentrica* Budurov et Stephanov, *Sephardiella* sp. indet. juv., а в 6.7 м ниже кровли – *Neogondolella* sp. Мощность верхней части пачки – 33–52 м. Полная мощность пачки 11 – 73–90 м.

12) Кремни серые и светло-серые тонко-толстоплитчатые (Мэц = 2–10 см) от субгоризонтально- до линзовидно-слоистых, с линзами и прослойями (1–3 см) известняков, доломитов и известковых кремней. В кровле – *Gladigondolella tethydis* (Huck.), juv., *Paragondolella* cf. *tadpole* (Hayashi). Мощность 5.5 м.

13) Кремни темно-серые, на выветрелой поверхности буревато-желтые, от средне- до гру-

боплитчатых (Мэц = 8–15 см внизу и 6–10 см – вверху пачки). В середине пачки – линзы и прослойи (1–3 см) черных кремней, а в верхней половине – подчиненные (1 : 5, 1 : 10) прослойи (1–2 см) карбонатов. В кровле пачки – *Paragondolella* cf. *excelsa*, *Neogondolella* sp. indet. Мощность 13.5 м.

Выше по склону трехметровый интервал мощности разреза скрыт осью, затем, с теми же элементами залегания, что и в пачке 13, обнажается:

IV. Толща карбонатных пород (мощность 8–16 м)

14) Известняки, кремнистые известняки и доломиты черные и темно-серые средне-толстоплитчатые, с подчиненными (15–20%) линзами и прослойями (1–3 см) серых кремней. В 1 м ниже видимой кровли пачки – *Neogondolella* cf. *praeangusta* Kozur, Mirauta et Mock, *Paragondolella* cf. *foliata* Budurov. Видимая мощность пачки – 8 м. Выше 5 м задерновано; глыбы кремней. Предельная мощность толщи, с включением необнаженных интервалов в подошве и кровле – 16 м.

V. Толща плитчатых кремней (мощность более 6.5 м)

15) Кремни буревато-серые известковистые, с линзами черных кремней и неопределенными конодонтами. В верхних 1.5 м – линзы (0.5–3 см) карбонатов (до 30–40%); внизу пачки – кремни бельевые и брекчированные. Мощность более 6.5 м.

VI. Толща карбонатных пород

16) Известняки серые и темно-серые, с линзами и желваками буревато-серых кремней (в среднем 20–30%, внизу пачки – до 40–50%) и неопределенными остатками конодонтов. Мощность 7.5 м.

17) Известняки темно-серые массивные и нечетко плитчатые, с желваками и линзами (до 8 см) кремней (около 10%), с *Epigondolella abneptis* (Huck.), *Metapolygnathus vialovi* Buryi, M. cf. *primitia* Mosher. Мощность 9.5 м.

18) Известняки темно-серые и серые среднетолстоплитчатые, с прослойями желтых доломитов, желваками и линзами (толщиной 1–8 см) серых кремней и известковистых кремней (в среднем 15–20%, в нижней части – до 50%) с *Metapolygnathus* cf. *vialovi* Buryi в подошве и середине пачки. Мощность 14.5 м.

19) Известняки серые и темно-серые грубо-плитчатые (Мэц = 10–35 см), отчетливо ритмичные, с пакетами (0.5–1 м) тонко-среднеплитчатых с редкими желваками кремней и *Metapolygnathus* cf. *linguiformis* Mosher, M. sp., juv. aff. *vialovi*. Мощность 10 м.

20) Известняки темно-серые грубо-плитчатые, реже массивные (Мэц = 20–100 см), с редкими пакетами тонко-среднеплитчатых (Мэц = 2–6 см). Вблизи подошвы – *Metapolygnathus* sp., в 0.8 м ниже кровли – *Metapolygnathus* aff. *permicus* (Hayashi), M. *vialovi*. Мощность 6.5 м.

21) Известняки серые и темно-серые разнoplитчатые; переслаивание пакетов (до 40 см) тон-

коплитчатых ( $M_{\text{э}} = 1-3$  см), средне-толстоплитчатых и грубоплитчатых ( $M_{\text{э}} = 15-20$  см) известняков. Мощность 3 м.

22) Известняки темно-серые и серые толсто-грубоплитчатые ( $M_{\text{э}} = 5-20$  см) с редкими (2-3%) линзами и желваками кремней. Пачка более массивная, чем подстилающая и перекрывающая пачки. В подошве – *Epigondolella cf. abneptis*, *Metapolygnathus vialovi*, в 5 м выше подошвы – *Metapolygnathus cf. nodosus* (Hayashi), *M. cf. vialovi*, еще 3 м выше – *Epigondolella abneptis*, *Metapolygnathus primitia* Mosher, *Ancyrogondolella triangularis* Budurov, еще 2.5 м выше – *Metapolygnathus vialovi*, *M. spatulatus* (Hayashi), *Paragondolella steibergensis* (Mosher), *Epigondolella multidentata* Mosher, *E. abneptis*, *Ancyrogondolella triangularis*, в 3 м выше присутствуют *Metapolygnathus sp. indet.*, *Epigondolella abneptis*. В 38 м восточнее, за сбросом (рис. 2) обнажены верхи пачки с *Epigondolella abneptis*, *E. multidentata*. Общая мощность пачки 32-33 м.

23) Известняки серые и темно-серые от тонко-до грубоплитчатых ( $M_{\text{э}} = 1-25$  см, чаще 10-15 см), с конодонтами *Metapolygnathus cf. spatulatus*, *Neogondolella sp.* в подошве пачки, и *Epigondolella aff. bidentata* Mosher, *Metapolygnathus spatulatus* вверху видимой части пачки мощностью 40-50 м.

Вышележащие слои наблюдаются на западном крыле обнажения (рис. 2) в небольшом тектоническом блоке 3, между верхнетриасовыми известняками и дайкой калиевых лампроитов, отделяющей их от алевролитов вышележащей терригенной толщи. Здесь обнажается:

VII. Толща плитчатых кремней (мощность более 15 м)

24) Кремни светло-серые, зеленоватые, тонко-среднеплитчатые линзовидно-слоистые с линзами (2-10 см) известняков и известковых кремней (15-25%, в середине пачки – до 50%). В основании пачки – *Epigondolella aff. mostleri* (Kozul et Mostler). Мощность 3 м.

25) Кремни серые и светло-серые, зеленоватые среднеплитчатые ( $M_{\text{э}} = 2.5-15$  см, в среднем 3-4 см) линзовидно-слоистые в нижней части и субгоризонтально-слоистые в середине пачки. Вблизи дайки, в верхних 6 м пачки, кремни брекчированы и пропитаны кварцевыми прожилками. В низах пачки – *Parvigondolella sp. indet.*, *Misikella cf. postthernsteini* Kozur et Mock, *Epigondolella cf. slovakensis* Kozur. Видимая мощность 12 м.

Плитчатые кремни пачки 25 обнажаются также в блоке, расположенному в 400 м севернее (рис. 2), где они по сбросу контактируют с черными алевролитами вышележащей терригенной толщи. Полная мощность толщи VII в районе около 65 м.

На интервале между вторым и третьим блоками карбонатно-кремневого разреза обнажаются кремни и известняки, литологически сходные с пачками 13, 14, 15, 16 и 17 (рис. 2) и содержащие

*Neogondolella sp.*, *Sephardiella sp.*, *Metapolygnathus vialovi*, *Epigondolella sp.*

## ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА ТОЛЩИ ПАЧЕК

В данном разрезе пачки 1-7 отнесены к среднему анизию на основании встреченного в них комплекса конодонтов с *Paragondolella bulgarica*, *Neospathodus cf. kockeli*, *Neogondolella constricta*. Вид *Paragondolella bulgarica* характерен для самых верхов нижнего анизия (битина) и для среднего анизия (пельсона) Болгарии, Италии (Budurov, 1980; Pisa et al., 1980). Вид *Neogondolella constricta* распространен в стратиграфическом интервале от среднего анизия по нижний ладин включительно в Неваде, Болгарии, Италии (Mosher et Clark, 1965). Вид *Neospathodus kockeli* распространен в среднеанизийских слоях Германии, Болгарии и др. (Tatge, 1956).

Пачки 8-10 и нижняя часть пачки 11 отнесены к верхнему анизию по исчезновению характерных среднеанизийских видов *Paragondolella bulgarica* и *Neospathodus kockeli* и присутствию типичного для верхнего анизия конодонта *Paragondolella hanbulogi* (Sudar, Budurov, 1979). Верхняя граница анизия проводится по исчезновению *P. hanbulogi* и появлению в вышележащих слоях *Neogondolella mombergensis* и представителей рода *Sephardiella*, свидетельствующих о латинском возрасте содержащих их отложений (Tatge, 1956; March et al., 1990).

Нижнеладинские слои выделяются по совместному распространению *Neogondolella mombergensis* и *Paragondolella aff. excelsa*. В пробах, взятых в середине пачки 11, вместе с *N. mombergensis* впервые появляются *Sephardiella mungoensis*, встречающиеся в верхах нижнего и в верхнем ладине, и устанавливающие, таким образом, слои нижнего ладина, пограничные с верхнеладинскими.

К верхнему ладину отнесены пачки 12 и 13 по присутствию комплекса *Gladigondolella tethydis*, *Paragondolella cf. tadpole*, *P. cf. excelsa* (по Kovacs, Kozur, 1980).

Вышележащую пачку 14 с *Neogondolella cf. praeangusta*, *Paragondolella cf. foliata* можно с уверенностью отнести к нижнему карнию, так как первый вид характеризует нижний карний Румынии (Kovacs, Kozur, 1980), а второй – верхний ладин–нижний карний Югославии, Болгарии, Сихотэ-Алия (Budurov, 1975; Бурый, 1989). В Японии зона *P. foliata* характеризует пограничные слои ладина–карния выше ладинских *Sephardiella (Carinella) mungoensis* и ниже карнийской зоны *Neogondolella polygnathiformis* (Igo, Koike, 1983).

Пачки 15 и 16 с неопределенными остатками конодонтов мы условно относим к верхнему подъярусу карнийского яруса.

Пачка 17 с позднекарнийско-ранненорийскими *Metapolygnathus cf. primitia*, *M. vialovi* и нижне-

норийскими *Epigondolella abneptis* (Buryi, 1996) отнесена к нижнему норию.

Выше, в пачках 18–21 и в нижней части пачки 22, распространен ранненорийский комплекс конодонтов. В верхней части пачки 22 встречен комплекс, в котором наряду с ранненорийскими *Epigondolella abneptis* найдены первые *E. multidentata*, характерные для среднего нория (Mosher, 1970). Поэтому границу нижнего и среднего нория мы проводим внутри пачки 22 по появлению *E. multidentata*.

Пачка 23 отнесена к среднему норию по присутствию в основании и в верху пачки средненорийского вида *Metapolygnathus spatulatus*. Нахodka в самом верху пачки совместно с *M. spatulatus*, родственных поздненорийским (по Kovacs, Kozur, 1980) *Epigondolella bidentata* конодонтов не исключает того, что самые верхи пачки уже принадлежат верхнему норию.

В пачках 24 и 25 встречены поздненорийские конодонты, некоторые из которых широко распространены и в рэтском ярусе (*Misikella posthernsteini*). Присутствие в последней пробе *Epigondolella aff. slovakensis* – вида-индекса верхов верхнего нория Словакии (Kovacs, Kozur, 1980) заставляет считать низы пачки 25 верхненорийскими. По Х. Коцуру (Kozur, 1989), первое появление *Misikella posthernsteini* отмечено на норийско-рэтской границе. Верхняя часть пачки 25, где из-за метаморфизованности плитчатых кремней встречаются только неопределимые остатки конодонтов, возможно уже принадлежит рэтскому ярусу.

В вышеприведенном разрезе по р. Хор триасовая кремневая формация представлена почти полностью, за исключением самых верхних слоев пачки 25 (рэт–низы юры?) и некоторых слоев (метры–первые десятки метров мощности) между пачками 23 и 24 (верх среднего–низы верхнего нория). Мощность среднеанизийско–верхненорийских отложений в разрезе составляет 355–381 м. Полная мощность формации в бассейне р. Хор оценивается в 430 м или немного более.

#### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗА И ГРАНИЦЫ ТРИАСОВОЙ КРЕМНЕВОЙ ФОРМАЦИИ В БАССЕЙНЕ Р. ХОР

При полевом изучении разреза производилась оценка объемного соотношения основных типов пород по пачкам и отдельным горизонтам, которая представлена на рис. 3. Несмотря на пропуски, связанные с задернованными участками и разрывами, отчетливо вырисовывается циклическое строение триасовой кремневой формации. В бассейне р. Хор формация представляет карбонатно–кремневый макроциклит. К основанию макроциклита (к низам анизии) содержание терригенного материала прогрессивно возрастает, а кремневого – уменьшается. Верхи макроциклита, верхненорийские–рэтские плитчатые кремни

также постепенно и согласно перекрываются терригенной юрской толщей. Карбонатные породы преобладают в средней части макроциклита, на карнийско–средненорийском интервале. Подчиненные линзы и прослои карбонатов отмечаются также в среднем–верхнем анизии, ладине и в верхнем нории, а увеличение содержания и даже преобладание кремневых пород наблюдается также в отдельных пачках в верхнекарнийской и нижненорийской частях разреза, соответствующа мезоциклическому внутреннему строению формации.

Вопрос о верхней границе формации в басс. р. Хор окончательно еще не решен, но полученные нами и другими исследователями (Бурый и др., 1990; Шевелев, 1988; Клец, 1995) материалы позволяют относить верхнюю границу карбонатно–кремневого макроциклита к рубежу верхнего триаса–нижней юры, либо к низам нижней юры. Терригенная толща, перекрывающая кремни пачки 25, содержит только радиолярии плохой сохранности. В основании она представлена черными алевроаргиллитами с подчиненными прослойями (1–2 см) и линзами серых кремней и глинистых кремней, свидетельствующими о постепенной смене плитчатых кремней пачки 25 терригенной толщей. Выше, в черных алевролитах, появляются прослои вулканомиктовых граваков с текстурами турбидитов. Терригенная толща литологически сходна с отложениями юрской хунгарийской свиты бассейна р. Гур. Западнее изученного разреза р. Хор (близ пос. Ходы, на правобережье р. Матай), в перекрывающей позднетриасовые кремни алевролитовой толще (мощностью до 400 м) установлены ранне– и средненорийские радиолярии (Шевелев, 1988). На правобережье руч. Лямфана верхнетриасовые кремни непосредственно сменяются в разрезе алевролитами с ранненорийскими радиоляриями (Бурый и др., 1990). Поэтому возраст терригенной толщи, перекрывающей кремни пачки 25 в разрезе р. Хор, условно принимается ранне–средненорийским.

Нижняя граница формации также не установлена. Контакт с “подстилающими” породами вулканогенно–терригенного комплекса несомненно нарушен вблизи гипабиссальной интрузии (силла?) базальтоидов. Петрографическое сходство с известными в регионе юрскими субщелочными базальтоидами и ороговикованность среднеанизийских пород пачек 1–6 свидетельствует в пользу молодого (средне–поздненорийского?) возраста этого интрузивного комплекса. Возраст самих алевролитов вулканогенно–терригенного комплекса не установлен.

В других районах бассейна р. Хор (в среднем течении р. Катен, в бас. р. Матай) известна позднепермская вулканогенно–терригенная толща (Шевелев, 1988), вероятно, подстилавшая триасовую кремневую формацию. Наиболее древняя триасовая фауна (верхов оленекского яруса) *Neospathodus triangularis* и *N. homeri* установлена

Т.В. Клец (Клец, 1995) в 90 км южнее изученного нами разреза в кремнистых туфоаргиллитах, залегающих на мощной вулканогенной (поздне-пермской?) толще. С учетом этого нижняя граница триасовой кремневой формации приближается, по крайней мере, к рубежу индского и оленекского ярусов.

### СРАВНЕНИЕ РАЗРЕЗОВ В БАССЕЙНАХ РЕК ХОР И ГУР

Позднетриасовые и среднетриасовые (ладинские) конодонты из фаунистически "немого" стратотипа джаурской свиты по р. Гур (скалы Какдяму) были впервые определены Г.И. Бурий в 1983 г. (Волохин, 1985). Позднее было установлено, что в разрезе стратотипа свиты присутствуют четыре толщи плитчатых кремней и разделяющие их три толщи карбонатных пород: в основании карния (7–8.5 м), верхнем карнии (78 м) и нижнем–среднем нории (102–113 м), которые связаны литологически постепенным переходом в единый макроциклический неполной мощностью 385–425 м. Разрез по р. Гур включает датированные конодонтами яруса и подъяруса триаса от верхов анизия (слои с *Neogondolella constricta*) до среднего–верхнего нория (слои с *Epigondolella postera*). Венчающая разрез толща плитчатых кремней, где в подошве определены только представители позднетриасового рода *Epigondolella*, а выше содержащая только неопределенные остатки конодонтов, отнесена условно к среднему–позднему норию (Волохин и др., 1987). Завершается эта толща пачкой (6 м) глинистых кремней, на которой залегают черные алевроаргиллиты юрской хунгарийской свиты.

В прежнее описание стратотипа джаурской свиты по р. Гур следует внести уточнение границы карния и нория, которая ранее нами (Волохин и др., 1987) устанавливалась в основании толщи VI карбонатных пород, а ныне проводится на 52–57 м ниже, в середине карбонатной толщи IV (в основании пачки 18), по появлению вида *Epigondolella abneptis*. Второе уточнение касается возраста черных глинистых сланцев, структурно подстилающих толщу I плитчатых кремней и отделенных от нее разрывным нарушением и считавшихся условно анизийскими по стратиграфическому положению, но которые вряд ли являются таковыми. Наши более поздние полевые исследования, проведенные южнее, в бассейне р. Аной (Волохин и др., 1996), показали, что анизийские слои принадлежат триасовой кремневой формации и представлены плитчатыми кремнями и яшмами.

Разрезы рек Хор и Гур отнесены к разным свитам: краснореченской и джаурской. По строению, мощности (около 400 м), составу и возрасту слагающих их толщ они близки. Сходство их заключается в циклическом строении, с приуроченностью карбонатных толщ к карнийско–средненорийскому уровню, сменяющихся ниже и выше

толщами плитчатых кремней. В разрезе по р. Гур больше суммарная мощность карбонатных толщ (около 200 м) и отмечены два подводно–оползневые горизонта на нижненорийском уровне. Здесь не обнажена значительная часть анизийских слоев формации, но наблюдается постепенный переход (через пачку глинистых кремней) от верхов кремневой к перекрывающей терригенной юрской формации. В разрезе р. Хор лучше представлены низы формации и переход ее к подстилающей терригенной (или терригенно–вулканогенной) толще. Максимальной мощности триасовая формация, по-видимому, достигает в бассейне р. Гур, где с добавлением анизийских плитчатых кремней и яшм она может быть до 500 м.

По сравнению с разрезами кремневой фации, где мощности среднего–верхнего триаса составляют от нескольких десятков метров (Бурий и др., 1990; Волохин и др., 1990) до 200–250 м (разрез сопки Дубовой, по Клец, 1995), в карбонатно–кремневой фации мощности формации значительно выше.

### СКОРОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ И КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ

Детальность расчленения разреза и разрешающие возможности конодонтовой фауны позволяют произвести оценку скоростей накопления триасовых отложений, используя современную шкалу геологического времени (Ross et al., 1994). Исходные данные (продолжительность веков в миллионах лет и мощности накопившихся за это время осадков) следующие: анизий – 7 млн. лет, 122 м; ладин – 6 млн. лет, 77–84 м; карний – 8 млн. лет, 27 м; норий – 8 млн. лет, 131–141.5 м. При расчете скоростей накопления свободного кремнезема ( $\text{SiO}_2$  св.) учтены: содержание кремнистых пород в толщах и пачках (рис. 3), средняя плотность пород – 2.6 г/см<sup>3</sup>, содержание свободного кремнезема в силицатах, равное среднему в ладинских слоях разреза по р. Гур (85%), которое выше его среднего содержания в кремневых толщах Сихотэ-Алиня (77.4%), но точнее отражает состав силикатов в карбонатно–кремневой фации. В глинистых кремнях и кремневых аргиллитах пачек 1–5 содержание  $\text{SiO}_2$  св. принимается равным среднему по Сихотэ-Алину – 54% (Волохин, 1985).

Скорости седиментации (в мм/1000 лет) составили: 17.4 – в анизии; 12.8–14.0 – в ладине; 3.4 – в карнии; 16.4–17.7 – в нории. Абсолютные массы кремненакопления (в г  $\text{SiO}_2$  св./см<sup>2</sup>/1000 лет) в анизийском веке составили 2.8–3.0; в ладинском – 2.7–3.1; в карнийском – 0.33; в норийском – 0.62–0.63. Максимальные скорости седиментации и кремненакопления отмечаются для анизийского и ладинского веков. Уменьшение кремненакопления в норийском веке компенсировалось возрастанием карбонатонакопления в эту эпоху. Однако на сравнительно низкие скорости седимента-

ции и кремненакопления в карнийское и, по-видимому, в позднеладинское время повлияли и другие причины, которые будут рассмотрены ниже. Абсолютные массы кремненакопления в ладинском веке в бассейне р. Хор, в целом, были выше, чем в бассейне р. Гур, где они составили 1.8–2.0 г/см<sup>2</sup> за 1000 лет (Волохин и др., 1987).

Скорости седиментации и кремненакопления триасовых отложений в Дальнегорском районе и в бассейнах рек Гур и Уссури (Волохин и др., 1987; 1990) рассчитывались нами по более ранней шкале геологического времени У.Б. Харлenda и др. (1985), которая ближе к используемой здесь шкале К. Росса и др. (Ross et al., 1994), чем более поздняя – У.Б. Харлenda с соавт. (Harland et al., 1989). Поэтому, полученные здесь и ранее опубликованные результаты расчета скоростей на-копления триасовых силицидов сравнимы в пределах погрешности шкал.

На участках отложения карбонатно-кремневой фации кремненакопление шло с большими (в 5–10 раз) скоростями, чем на участках отложения кремневой фации, за счет смыва значительной части радиоляриевого ила в эти более глубоководные участки (Волохин и др., 1990). В целом, в триасовом бассейне скорости кремненакопления были выше скоростей современного биогенного кремненакопления в северном и экваториальном поясах в пелагиали океанов. Они близки к скоростям, наблюдаемым в гемипелагических областях океанов, в окраинных и внутренних морях (Беринговом, Охотском, Азовском), в районе Перуанско-Чилийского апвеллинга, но существенно ниже, чем в районах апвеллинговых зон – Калифорнийской и Юго-Западной Африки (см. De Master, 1981; Волохин, 1985, табл. 38).

## СТРОЕНИЕ ФОРМАЦИИ И ГЛОБАЛЬНЫЕ ЭВСТАТИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ

Представленный здесь разрез на правобережье р. Хор является редким для Сихотэ-Алиня случаем хорошо обнаженного и почти полного разреза триасовой формации в ее карбонатно-кремневой фации. Он представляет часть формации, отлагавшейся в котловине Сихотэ-Алинского моря. Существует довольно четкая корреляция между строением разреза по р. Хор (изменением пропорций пород) и глобальными изменениями уровня моря, которая, по-видимому, отражает влияние на седиментацию эвстатических колебаний и связанных с ними трансгрессий и регрессий (рис. 3).

На кривой изменения уровня моря (Naq et al., 1987) максимум повышения (до 80 м) приходится на карнийско-норийское время, когда в разрезе р. Хор преобладают карбонатные породы, а минимумы приурочены к границе эрта–ранней юры и концу перми–началу индского века, т.е. к рубежам, вблизи которых происходит смена кремневых толщ терригенными или терригенно-вулка-

ногенными. Кратковременные (в ранге мезоциклов) снижения уровня моря в конце азия и особенно глубокие в конце ладина, в середине и в конце карния, по-видимому, произошли в существенно кремневом составе пачек и сокращенных мощностях верхнеладинских и карнийских слоев в разрезе р. Хор. В кремневой фации влиянию этих глубоких, но кратковременных понижений уровня моря обязаны как сокращенные мощности формации, так и установленное в ней (в разрезе по руч. Лямфана, в 95 км юго-западнее разреза р. Хор) Г.И. Бурий и А.Н. Филипповым (1991) скрытые внутриформационные перерывы, связанные с эрозией кремневых илов и охватывающие верхи азия, ладин и карний. Некоторые исключения из корреляции с глобальными циклами, например, повышенная кремнистость нижненорийской пачки 18 разреза р. Хор, возможно, обусловлены влиянием региональных факторов, не проявившихся на глобальном уровне (тех же трансгрессий и регрессий моря, связанных с местными тектоническими движениями), или связаны с другими причинами.

Глобальные эвстатические изменения уровня моря были важнейшим фактором, повлиявшим на состав и циклическое строение триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня, по крайней мере, в ее карбонатно-кремневой фации. Триасовая формация в бассейне рек Хор, Гур, а также Анной (Волохин и др., 1996) представляет макроциклическую, центральная часть которой сложена карбонатными породами, сменяющимися вверх и вниз по разрезу плитчатыми кремнями, далее – кремнисто-глинистыми, а затем – терригенными (или терригенно-вулканогенными) породами. Во время максимумов повышения уровня моря и трансгрессии на соседнюю сушу кремненакопление в центральных частях Сихотэ-Алинского бассейна сменилось карбонатонакоплением.

Триасовая кремневая формация является планктоногенным образованием. Скелетные остатки радиолярий были, по-видимому, основным строительным материалом кремневых толщ (Волохин, 1985). Известняки же, часто рассматриваемые как хемогенные из-за их пелитоморфного облика и отсутствия макрофауны (Дагис и др., 1984; Клец, 1995), скорее всего являются планктонными микроводорослевыми или фораминиферо-микроводорослево-детритовыми (Волохин и др., 1987). Ранее смена кремневых толщ карбонатными в разрезах триаса северного Сихотэ-Алиня нами (Волохин и др., 1987) связывалась с превышением критической глубины карбонатонакопления. Синхронность карбонатных толщ разреза р. Хор и эпох повышения уровня (и трансгрессий) моря дает основание считать, что эта смена обусловлена не критической глубиной, а смещением границ ареалов карбонатного и кремневого планктона. В эпохи эвстатического подъема, вследствие уменьшения широтного температурного градиен-

та и уменьшения циркуляции океанических водных масс критическая глубина карбонатной компенсации уменьшалась, а в эпохи падения уровня, наоборот, увеличивалась (Haq et al., 1987). К тому же, парагенезы и состав пород, высокие скорости кремненакопления более свойственны окраинно-оceanическим или окраинно-морским бассейнам, где критическая глубина карбонатонакопления значительно меньше, чем в пелагиали океанов.

В терригенных шельфовых отложениях Арсеньевской и Алчанской зон (в шлировой формации) мезоциклы понижения уровня и регрессии моря проявились в размыве пород нижнего триаса и анизиjsкого яруса, которые сохранились на очень небольшой территории. Отложения ладинского яруса в этих районах практически отсутствуют, тогда как верхнетриасовые широко распространены (Бураго и др., 1969). Эрозия терригенных шельфовых отложений отмечена в это время также и в Южно-Приморской зоне, где “к началу карнийского века континентальный режим установился окончательно и сохранялся таким до новой трангрессии boreального моря в ранненорийское время” (Бурий, Жарникова, 1980, с. 45).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разрез на правобережье р. Хор (ниже устья р. Коломы) представляет карбонатно-кремневую фацию триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. Толщи плитчатых кремней и карбонатов здесь связаны постепенным литологическим переходом в единый макроциклический (?) возраст мощностью около 430 м. Строение макроциклиста, в целом, коррелируется с глобальными эвстатическими изменениями уровня моря для триасового периода и, по-видимому, обусловлено ими. Максимумам повышения уровня моря в карнийско-средненорийское время отвечает накопление в бассейне карбонатных толщ, периодам снижения уровня – толщи плитчатых кремней, а минимальному уровню (в ранне-среднеанизиjsкое время и в раннеюрское (?) время – терригенных и кремнисто-глинистых пород. Кратковременные снижения (в ранге мезоциклов) уровня моря обусловили сокращенные мощности верхнеладинских и карнийских отложений. В кремневой фации триасовой формации, отлагавшейся вблизи континентальной окраины (бассейн р. Лямфана), а также в терригенных шельфовых отложениях Ханкайского микроконтинента, этому времени отвечают внутриформационные эрозионные перерывы.

Скорости седиментации и кремненакопления в анизиjsкий и ладинский веки были близки к скоростям современного биогенного кремненакопления в Охотском, Беринговом морях, зоне Перуанско-Чилийского апвеллинга, некоторых внутренних морях и превышали скорости, наблюдавшиеся в открытой пелагиали Тихого океана. В карнийский

и норийский века скорости кремненакопления снизились вследствие его смены карбонатонакоплением. Смена кремненакопления карбонатонакоплением в бассейне, по-видимому, была обусловлена смещением к берегу границы ареалов кремневого и карбонатного планктона в периоды повышения уровня моря и трангрессий.

Установленное влияние глобальных эвстатических изменений уровня моря на состав и строение кремневых планктоногенных формаций открывает методические возможности для детальной корреляции мелководных и глубоководных отложений и ретроспективного анализа событий на со-предельной суше, где их следы хуже сохранимы.

Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня (осадочный макроциклический) начала формироваться в раннем триасе. Она, по-видимому, подстилалась терригенными (кремнисто-глинистыми или глинисто-алевролитовыми) или туфо-терригенными, бедными фауной отложениями. Некоторыми исследователями предполагается, что накопление плитчатых кремней в Сихотэ-Алинском (океаническом) бассейне происходило непрерывно от перми до средней юры (Руденко, Панасенко, 1990) или от раннего карбона до позднего триаса включительно (Шевелев, Кузьмин, 1990). Мы не склонны объединять в одну формацию литологически сходные верхнепермские и средне-верхнетриасовые плитчатые кремни. Практически везде в регионе можно наблюдать увеличение “терригенностии” разреза к основанию триасовой формации: в оленекских слоях в Дальнегорском районе, в среднеанизиjsких слоях в районе сел Уборка-Самарка, на правобережье р. Уссури (Волохин и др., 1990), в анизиjsком бассейне р. Анюй и в других районах Сихотэ-Алинской складчатой области.

Объединение триасовых кремневых толщ со средне-верхненорийскими в единых стратиграфических подразделениях, например, в джаурской свите и некоторых других (Решения третьего..., 1982; Решения четвертого..., 1994), по-видимому, также неоправданно. Подобные решения базируются, по-видимому, на разрешении стратиграфических проблем только биостратиграфическими методами, при недостаточности литостратиграфического изучения, расшифровки первичной последовательности пачек в сложно деформированных толщах и недоучете литологических изменений и переходов (связей) между пачками и толщами. По нашему мнению, эти толщи принадлежат разным формациям, отличающимся индивидуальностью строения и состава и сформировавшимся в различные циклы седиментации.

Авторы признательны Ю.Д. Захарову за просмотр рукописи и ценные замечания.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российской фонда фундаментальных исследований (проект 95-05-14129а).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бураго А.И., Бурий И.В., Берсенев И.И.* Триасовая система // Геология СССР. Т. 32. Приморский край. М.: Недра, 1969. С. 197–228.
- Бурий И.В., Жарникова Н.К.* Флороносные слои ладинского яруса среднего триаса южного Приморья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55. Вып. 3. С. 45–53.
- Бурий Г.И.* Конодонты и стратиграфия триаса Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 136 с.
- Бурий Г.И., Филиппов А.Н.* Скрытые перерывы в триасовой кремневой толще Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 136–139.
- Бурий Г.И., Филиппов А.Н., Руденко В.С.* Стратиграфия и условия образования триасовой кремневой толщи правобережья р. Матай (Хорско-Ануйская подзона Центрального Сихотэ-Алиня) // Литогенез и рудообразование в древних и современных морских бассейнах Дальнего Востока / Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 5–16.
- Волохин Ю.Г.* Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 208 с.
- Волохин Ю.Г., Бурий Г.И., Филиппов А.Н., Михайлик Е.В.* Карбонатно-кремневая фауна в геосинклинальном триасе Сихотэ-Алиня // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 70–91.
- Волохин Ю.Г., Бурий Г.И., Руденко В.С., Филиппов А.Н.* Триасовая кремневая формация южного Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 45–57.
- Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И., Руденко В.С.* Доакреционная структура триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня // Закономерности строения и эволюции геосфер. Часть 1. (Материалы 3-го междунар. научн. симпозиума, г. Владивосток). Хабаровск–Владивосток: ТИГ ДВО РАН. 1996. С. 60–63.
- Дагис А.А., Анойкин В.И., Клец Т.В.* Первые находки конодонтов в верхнетриасовых кремнистых толщах Сихотэ-Алиня // Стратиграфия, фауна и флора триаса Сибири. М.: Наука, 1984. С. 22–26.
- Клец Т.В.* Биостратиграфия и конодонты триаса среднего Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Новосиб. гос. ун-т, 1995. 111 с.
- Решения третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1978. Магадан: ГКП СВПГО, 1982. 183 с.
- Решения четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1990 г. Хабаровск: ХГГП, 1994. 183 с.
- Руденко В.С., Панасенко Е.С.* Пермские *Albaillellaria* (радиолярии) пантовой толщи Приморья // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 117–124.
- Харленд У.Б., Кокс А.Б., Ллевеллин Н.Г. и др.* Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
- Шевелев Е.К.* Хорско-Ануйская и Хабаровско-Вандинская структурно-формационные зоны // Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 33–62.
- Шевелев Е.К., Кузьмин С.П.* Новые данные по стратиграфии Баджальской зоны // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 72–80.
- Buryi G.I.* Evolution of Late Triassic conodont platform elements // Acta Micropaleontol. sinica. 1996. V. 13. № 2. P. 135–142.
- Budurov K.J.* Paragondolella foliata sp. n. (*Conodontata*) von der Trias des Ost-Balkans // Rev. Bulg. Geol. Soc. 1975. V. 36. № 1. P. 79–81.
- Budurov K.J.* Conodont stratigraphy of the Balkanide Triassic // Riv. Ital. Paleont. 1980. V. 85. № 3–4. P. 767–780.
- De Master D.J.* The supply and accumulation of silica in the marine environment // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. V. 45. № 10. P. 1715–1732.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G.* A Geologic Time Scale 1989 // Cambridge University Press. Published by the British Petroleum Company by arrangement with C.U.P. First Edition. July, 1989. 2 p.
- Igo H., Koike T.* Conodont Biostratigraphy of Chert in the Japanese Islands // Siliceous Deposits in the Pacific Region / Iijima A., Hein J.R., Siever R. (eds). Amsterdam–Oxford–New York: Elsevier, 1983. P. 65–78.
- Kovacs S., Kozur H.* Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (Ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel- und Obertrias // Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck. 1980. V. 102. P. 47–78.
- Kozur H.* Significance of Events in Conodont Evolution for the Permian and Triassic Stratigraphy // Curier Forsch. Inst. Senckenberg, Frankfurt, 1989. № 117. P. 385–408.
- March M., Budurov K., Hirsch F.* Sephardiella nov. gen. (Conodontata), Emendation of Carinella (Budurov, 1973) from the Ladinian (Middle Triassic) Type Area in Catalonia (N.E. Spain), Sephardic Province // Courier Forsch. Inst. Senckenberg, 1990. № 118. P. 197–201.
- Mosher L.C., Clark D.L.* Middle Triassic conodonts form the Prida Formation of northwestern Nevada // J. Paleontol. 1965. V. 39. № 4. P. 551–565.
- Mosher L.C.* New conodont species as Triassic guide fossils // J. Paleontol. 1970. V. 44. № 4. P. 737–742.
- Pisa G., Perri C., Veneri P.* Upper Anisian conodonts from Donto and M. Bivera Formations, Southern Alps (Italy) // Riv. Ital. Paleontol. 1980. V. 85. № 3–4. P. 807–828.
- Ross C.A., Baud A., Menning M.* A Time Scale for Project Pangea // Pangea: Global Environments and Resources / Embry A.F., Beauchamp B., Glass D.J. (eds). Calgary, Alberta, Canada: C.S.P.G., 1994. P. 81–83.
- Sudar M.N., Budurov K.J.* New conodonts from the Triassic in Yugoslavia and Bulgaria // Geol. Balcanica. 1979. V. 9. № 3. P. 47–52.
- Tatge U.* Conodonten aus dem germanischen Muschelkalk // Paleontol. Zeitschr. 1956. Bd. 30. S. 108–147.

Рецензенты И.А. Басов, Н.Ю. Брагин