



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Ю. А. Филиппов*

Рассмотрены новые результаты работ по изучению рифейского комплекса отложений зоны сочленения Сибирской платформы с Енисейским кряжем; показаны фациальные изменения рифейских отложений, наблюдающиеся на временных разрезах в пределах краевой части платформы и в Ангара-Питском синклинии Енисейского кряжа, а также надвиговый характер зоны сочленения; представлен вариант сопоставления разрезов восточной части Енисейского кряжа, Чадобецкого поднятия и Камовского свода Сибирской платформы.

Ключевые слова: рифейские отложения, карбонатная платформа, надвиг, фациальное замещение, Ангара-Питский синклинорий, Иркинневский выступ, Камовский свод, Чадобецкое поднятие.

GEOLOGICAL STRUCTURE OF RIPHEAN DEPOSITS IN CONJUNCTION ZONE OF SIBERIAN PLATFORM AND YENISEY RIDGE

Yu. A. Filiptsov

New work results on Riphean deposit complex in the conjunction zone of the Siberian Platform and the Yenisey Ridge are examined. Riphean deposits facies changes observed on time sections within the boundary platform part and in the Angara-Pit synclinorium of the Yenisey Ridge as well as thrust nature of the conjunction zone are shown. A variant of comparison of sections in the eastern part of the Yenisey Ridge, Chadobets uplift and Kamo arch of the Siberian Platform is represented.

Key words: Riphean deposits, carbonate platform, thrust, facies replacement, Angara-Pit synclinorium, Irkineeva salient, Kamo arch, Chadobets uplift.

Проведенные в последние годы в западной части Сибирской платформы сейсморазведочные и буровые работы дали возможность получить много принципиально новой информации, существенно уточняющей геологическое строение рифейского комплекса отложений и позволяющей более детально расшифровать историю геологического развития этого региона. Новые данные по строению Иркиннево-Ванаварской секции Ангара-Котуйского прогиба (по В. С. Старосельцеву) были опубликованы ранее [2]. Эти данные позволили сделать следующие выводы.

- Иркиннево-Ванаварский прогиб развивался в рифее (начиная со времени формирования юрубченской толщи) унаследованно. Юрубчено-Тохомская зона (территория современного Камовского свода) находилась в северной краевой части прогиба и характеризовалась в целом очень постепенными погружениями. В результате на разных стратиграфических уровнях (юрубченском, куюмбинском, юктэнском, вингольдинском, ирэмэкенском) формировались обширные карбонатные платформы. Верхняя часть этих отложений впоследствии была уничтожена предвандской эрозией, но карбонатные образования (от юрубченской до куюмбинской толщ включительно) сохранились в Юрубчено-Тохомской зоне (ЮТЗ) почти повсеместно.

- В более глубоких приосевых частях прогиба карбонатные образования юрубченской, куюмбинской, юктенской, вингольдинской и, веро-

ятно, ирэмэкенской толщ фациально замещались карбонатно-глинистыми и глинистыми осадками. В отдельные периоды трансгрессий в удаленных от краевых частей зонах формировались некомпенсированные осадками бассейны. В этих зонах в некоторые интервалы времени, видимо, накапливались углеродистые и высокоуглеродистые отложения небольшой мощности, одновозрастные с мощными карбонатными толщами краевых частей бассейна, которые в последующем перекрывались глинисто-карбонатными отложениями толщ заполнения с компенсацией осадками ранее сформировавшихся прогибов и образованием клиноформных толщ.

- В целом мощность рифейского комплекса конседиментационно увеличивается от бортовой северной части к оси прогиба. На временных разрезах с достаточно надежным прослеживанием отражающих границ мощность отложений между внутририфейскими границами R_4 и R_1 возрастает приблизительно в 1,5 раза.

- Установленные фациальные изменения рифейских отложений проявляются в широком стратиграфическом диапазоне и представляют собой основную причину, по которой до сих пор не удалось сопоставить рифейские образования Енисейского кряжа, Чадобецкого поднятия и Камовского свода. В соответствии с новыми сейсмическими данными разрез рифея, обнажающийся на дневной поверхности Чадобецкого поднятия, в целом надстраивает сверху рифейские породы, вскрытые в пределах Камовского свода.

*Красноярскнедра (Красноярск)

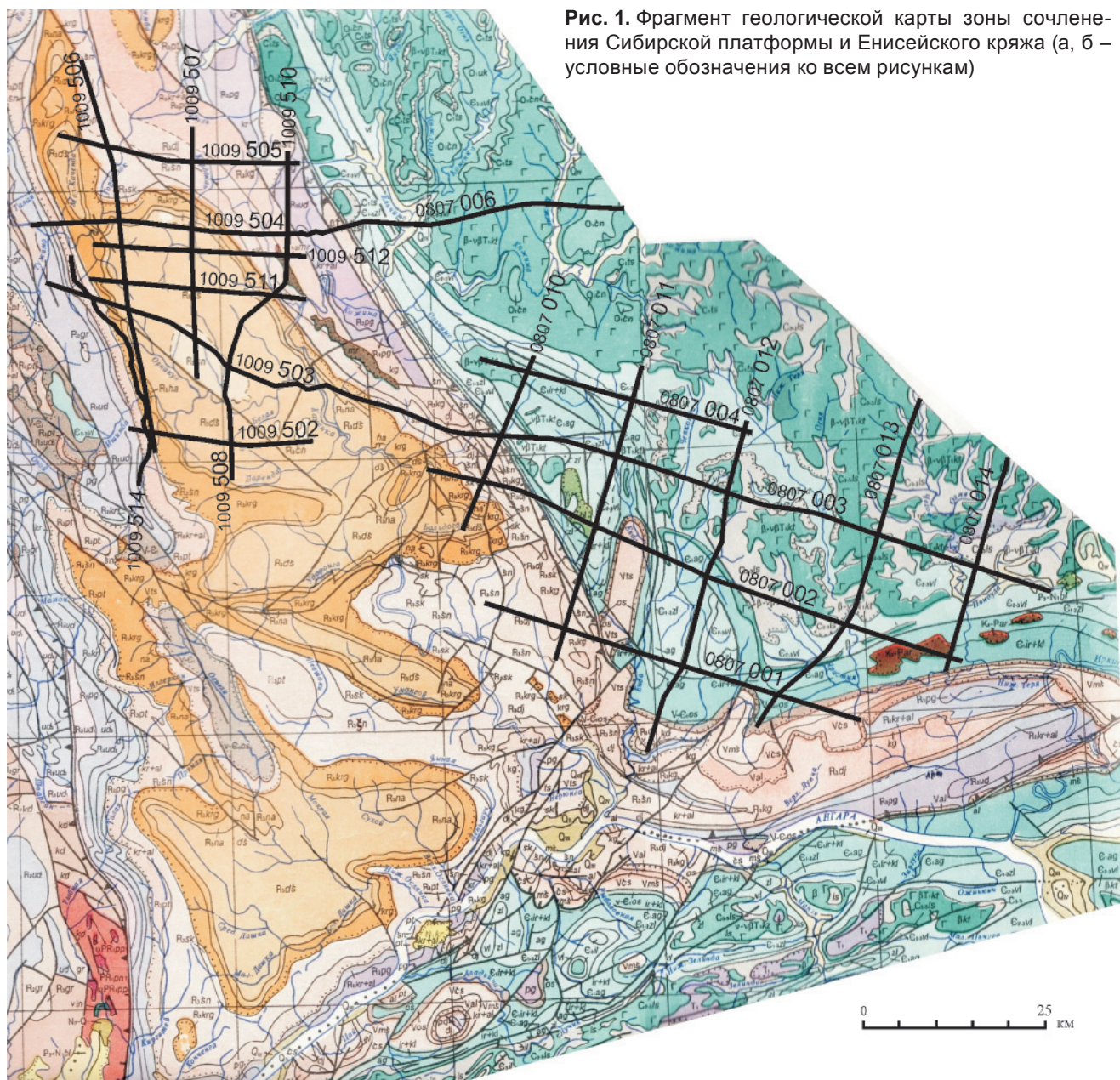


Рис. 1. Фрагмент геологической карты зоны сочленения Сибирской платформы и Енисейского кряжа (а, б – условные обозначения ко всем рисункам)

Следующий район, в котором удалось в последнее время провести сейсмические исследования по современным методикам и получить значительный прирост информации о геологическом строении рифейского комплекса отложений, – зона сочленения Сибирской платформы с Енисейским кряжем. Отработанные профили выходят в зону обнажающихся на дневной поверхности рифейских толщ на Иркинцевском выступе и пересекают Ангаро-Питский синклиниорий (рис. 1). Профили показаны на фрагменте геологической карты, составленной в м-бе 1:500 000 в 1998 г. под редакцией А. К. Мкртычяна и др. по материалам ГГП «Красноярскгеология», ВСЕГЕИ, ГНПП «Аэрогеология», СНИИГГиМС и МГУ. Отдельно схема профилей вместе с близлежащими скважинами показана на рис. 2.

Погружение рифейских отложений под плащеобразно перекрывающий их чехол венд-

фанерозойских пород на Иркинцевском выступе не оставляет сомнений в том, что отложения, хорошо изученные и стратифицированные на дневной поверхности на Енисейском кряже, распространены и в западной части Сибирской платформы, в пределах Иркинцево-Ванаварской части Ангаро-Котуйского прогиба (см. рис. 1). К сожалению, вследствие сложного характера сочленения Сибирской платформы и Енисейского кряжа (с многочисленными разломами, вертикальная амплитуда смещения по которым в настоящее время достигает 3–4 км) проследить внутририфейские отражающие границы без обширных зон с потерей отражений от территории Сибирской платформы в пределы Ангаро-Питского синклинория не удалось. Но по всей сумме нового геолого-геофизического материала мы смогли сделать несколько важных выводов о сопоставлении рифейских разрезов этих районов и особенностях их геологического строения.



а

Группа	Система	Отдел		
Кайнозойская	Четвертичная	Голоцен	Q_{IV} Современное звено. Аллювиальные пески, галечники, супеси, суглинки (5–25 м)	
		Плейстоцен	Q_{III} Верхнее звено. Аллювий низких террас. Суглинки, супеси, пески, галечники (85–50 м)	
			Q_{II} Среднее звено. Аллювий средних террас. Супеси, пески, галечники (105–20 м)	
			Q_I Нижнее звено. Аллювиальные суглинки, пески, галечники высоких террас (75–8 м)	
			N₂–Q_I Галечники, пески, суглинки (55–26 м)	
	Неогеновая	Плиоцен		
		Миоцен	N₁ kr Кирнаевская свита. Галечники, пески, глины, железистые конгломераты (до 100 м)	
	Палеогеновая	Олигоцен	P₃–N₁ bl Бельская свита. Галечники, пески, глины, конгломераты, песчаники (до 120 м)	
		Эоцен	P₁–2 mr Мурожинская свита. Глины каолининовые, глины углистые, пески (50–140 м)	
		Палеоцен	K₂–P₁ ar Артюгинская толща. Глины каолининовые, пески, бокситы (до 150 м)	
Мезозойская	Меловая	Верхний		
		Нижний		
	Юрская			
		Верхний		
	Триасовая	Средний		
		Нижний	Δβ–vβT₁ kz Кузьмовский комплекс. Дифференцированные пластовые и секущие интрузии долеритов, габбро-долеритов, феррогаббро, гранофилов, граносиенитов	
	β–vβT₁ kt Катангский комплекс. Недифференцированные и слабо дифференцированные силлы и дайки долеритов, габбро-долеритов, троктолитовых долеритов			
		T₁ Лавы, туфы основного состава, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты (до 70 м)		
	Палеозойская	Пермская		
			Верхний	
Средний			C₂–3 ls Листвяжинская свита. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли (150–200 м)	
Каменноугольная		Нижний	C₁ ts Тушамская свита. Углистые аргиллиты, угли, алевролиты, песчаники (100 м)	
		Девонская		
		Силурийская		
Ордовикская			Верхний	
		Средний		
Нижний		O₁ čn Чуньская свита. Песчаники, алевролиты, известняки, аргиллиты, гравелиты, конгломераты (45–120 м)		
		O₁ uk Усть-кутская свита. Известняки, песчаники, мергели, доломиты, алевролиты, аргиллиты (до 200 м)		
Протерозой	Кембрийская	Верхний	E₂–3 vl Верхоленская свита. Аргиллиты, алевролиты, мергели, песчаники, горизонт известняков (170–740 м)	
		Средний	E₁–2 zl Зелеевская свита. Доломиты, известняки, алевролиты, брекчии доломитов, мергели, песчаники, гипсы, ангидриты (180–400 м)	
	Нижний	E₁ ag Агалеевская свита. Доломиты, известняки, алевролиты, брекчии доломитов, кремни (240–270 м)		
		E₁ ir+kl Иркинеевская и климинская свиты объединенные. Известняки, доломиты, алевролиты, брекчии карбонатные, каменная соль (300–400 м)		
	Венд	V–E₁ os Островная свита. Доломиты, прослойки песчаников, алевролитов, аргиллитов (до 120 м)		
		Vmš Мошаковская свита. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослойки конгломератов (160–1400 м)		
	Нижний	Včs Чистяковская свита. Песчаники, алевролиты, прослойки доломитов (90–300 м)		
		Val Алешинская свита. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты (150–1000 м)		
			Vts	

Тасеевская серия нерасчлененная

Тасеевская
серия
нерасче-
ненная

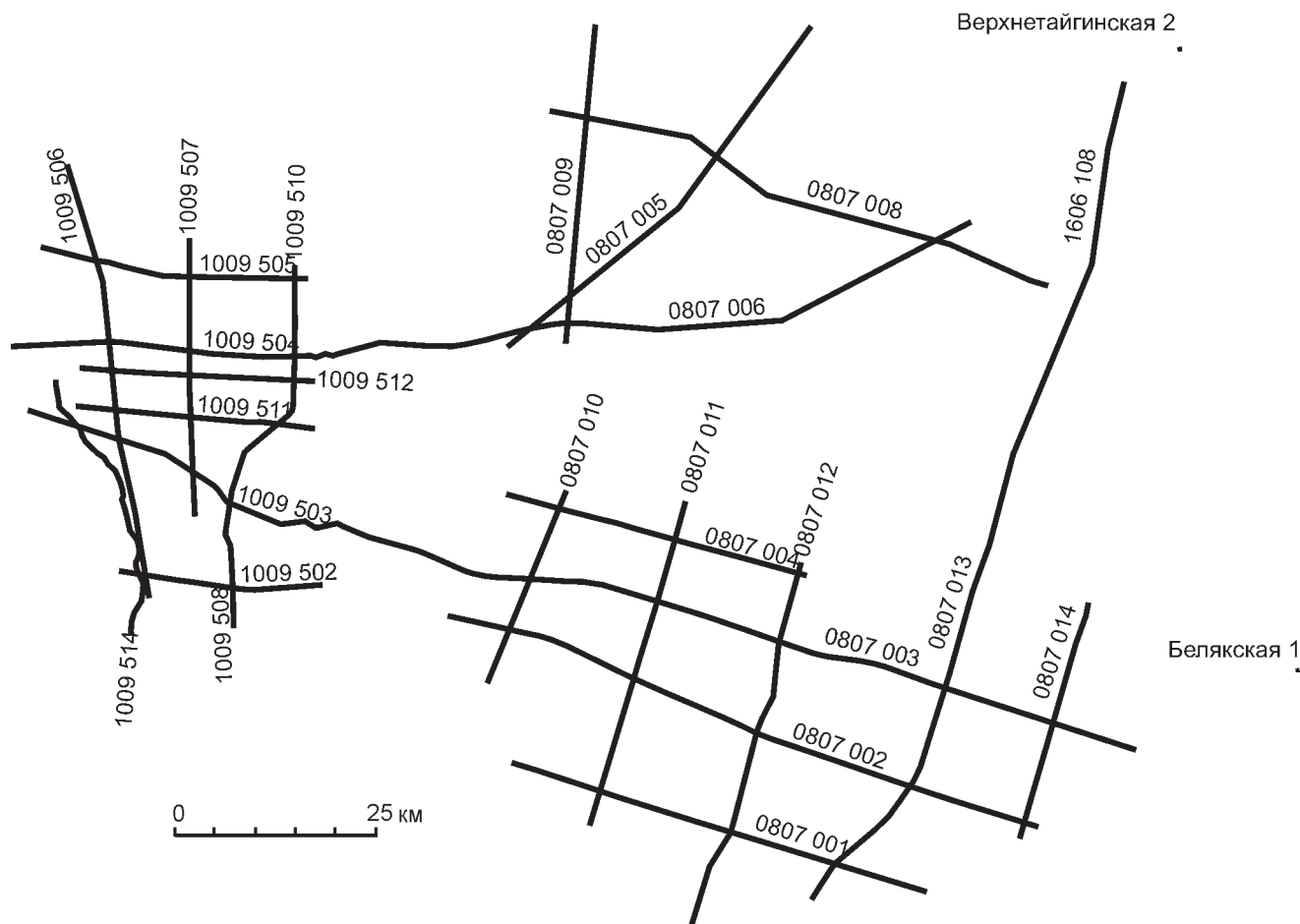


	Границы между разновозрастными образованиями: а – достоверные; б – предполагаемые; в – несогласного налегания		Габброиды
	Линии долгоживущих разломов с указанием направления падения поверхности сместителя		Линии сейсмических профилей
	Тектонические контакты а – наблюдаемые; б – скрытые под более молодыми образованиями в – взбросы; г – сбросы		
	Тектонические контакты с указанием направления падения плоскости сместителя: а – надвиги; б – взбросо-надвиги		

бюджета. Обработка сейсмического материала по профилям в зоне сочленения Сибирской платформы с Енисейским краем выполнена ЗАО



Рис. 2. Схема сейсмических профилей и глубоких скважин зоны сочленения Сибирской платформы и Енисейского кряжа



«Красноярскгеофизика» (ответственный исполнитель Е. П. Кошук), а непосредственно на территории Ангаро-Питского синклиория Енисейского кряжа – ООО «ГеоПрайм» – «Иртышгеофизика» (ответственный исполнитель В. К. Берсенов).

Прежде всего следует отметить, что западные профили южного склона Байкитской антеклизы хорошо увязываются с профилями зоны сочленения с Енисейским кряжем: сопоставление профилей 108 и 13 на рис. 3. На представленном временном разрезе наблюдается отмеченная ранее закономерность: при продвижении от карбонатной платформы северного борта на юг, к осевой части Иркиннеево-Ванаварского рифейского прогиба отражающие границы R_4 , R_3 и R_2 на временных разрезах теряются на фоне многочисленных возникающих отражающих границ [2]. В то же время в пределах более молодых рифейских отложений, появляющихся в разрезе под вендской поверхностью несогласия, прослеживаются отчетливые отражения. На сопоставленном разрезе хорошо видна зона пликтивных дислокаций восток-северо-восточного простирания в области, приближенной к наиболее погруженной (приосевой) части рифейского прогиба (как и на профилях 109 и 110 южного склона Байкитской антеклизы) [2].

На рис. 4–8 представлены временные разрезы, полученные по профилям 11, 12 и 14 (параллельным профилю 13) и по ортогональным к ним профилям 01, 02 и 03 (см. схему профилей на рис. 1, 2).

В целом можно отметить достаточно хорошую прослеживаемость границ R_4 , R_3 и R_2 на участках разрезов с четко выраженными отражающими границами и на участках, где они теряются в небольших «окнах», но хорошо сопоставляются по пересекающимся профилям. В то же время в обширных зонах потери отражений проследить эти границы не представляется возможным. Такие зоны наблюдаются на всех временных разрезах, пересекающих шовную зону сочленения Сибирской платформы (со слабо нарушенным чехлом венд-палеозойских отложений) с Енисейским кряжем (при выходе профилей на Иркиннеевский выступ и в Ангаро-Питский синклиорий). К сожалению, на данной стадии изучения современная методика сейсморазведочных работ не позволяет получать более представительный материал в этих пограничных зонах.

Также на представленных разрезах хорошо видны особенности строения венд-палеозойских отложений на границе с Енисейским кряжем. С приближением к Енисейскому кряжу (как

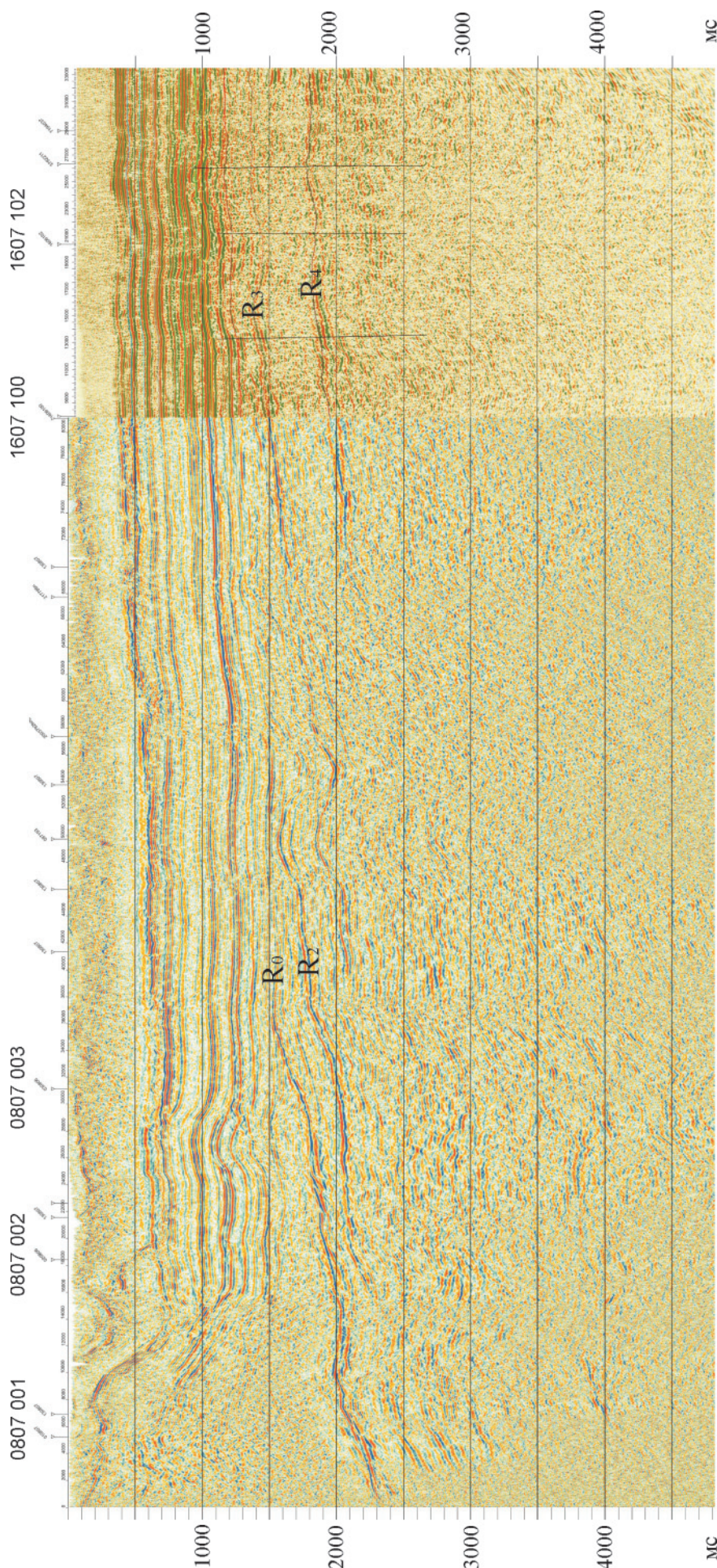


Рис. 3. Совмещенный временной разрез по профилям 0807 013 и 1608 108

к Ангаро-Питскому синклинию, так и Иркинскому выступу) возрастает степень дислоцированности венд-палеозойских отложений, уменьшается их мощность, но преимущественно за счет соленосных кембрийских отложений (см. рис. 6 и 8). При внимательном рассмотрении заметно, что изменения мощности тасеевской свиты венда имеют свою направленность, которая не зависит от дислокаций шовной зоны сочленения Сибирской платформы с Енисейским краем. В то же время «схлопывание» отражающих границ на уровне соленосного кембрия показывает выклинивание пластов солей (рис. 3–6) на временах 700–1200 мс от поверхности (на глубине примерно 1,2–2,2 км), что вряд ли можно объяснить постседиментационным (например, предкаменноугольным) выщелачиванием солей. Наиболее обоснована точка зрения о седиментационной природе такого распределения солей. Образование пластов каменной соли происходило на этапах регрессии кембрийского моря. При этом мощность пласта или полное отсутствие соли определялись рельефом дна бассейна. Выклинивание солей с приближением к границе Енисейского края свидетельствует о существовании уже в кембрийское время в этих районах малоамплитудных поднятий, которые на момент солеобразования являлись участками суши. При последующих трансгрессиях возобновлялись нормально-морские условия осадконакопления и на всей территории (включая и слабо приподнятые зоны) отлагались карбонатные илы, преобразованные в дальнейшем в известняки и доломиты.

На описываемых разрезах обращает на себя внимание резкое угловое несо-

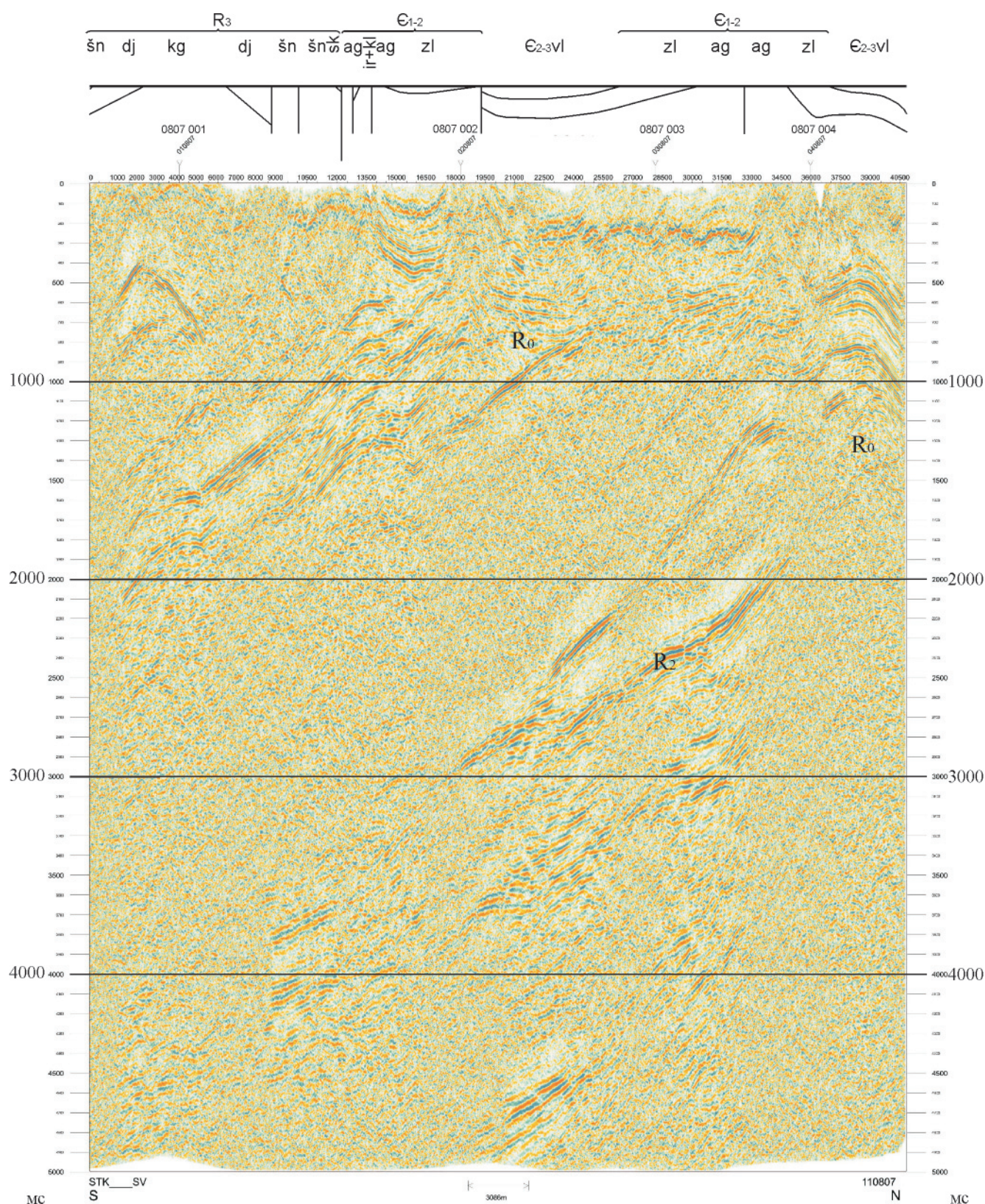


Рис. 4. Временной разрез по профилю 0807 011

гласие между рифейскими и вендскими отложениями, а также погружение внутририфейских отражающих границ при одновременном воздымании подошвы вендских отложений при выходе профилей на Иркинеевский выступ (см. рис. 3, 6, 7). С учетом представленной схемы корреляции рифейских отложений разных районов и выхода на дневную поверхность в ядре Иркинеевского вы-

ступа среднерифейских отложений удерейской и погоруйской свит такое поведение отражающих границ свидетельствует о надвиге южного крыла на северное. Пологое в целом облекание эрозионной выровненной поверхности рифея венд-кембрийскими пластами на Иркинеевском выступе свидетельствует о позднерифейском – предвендском времени формирования указанно-

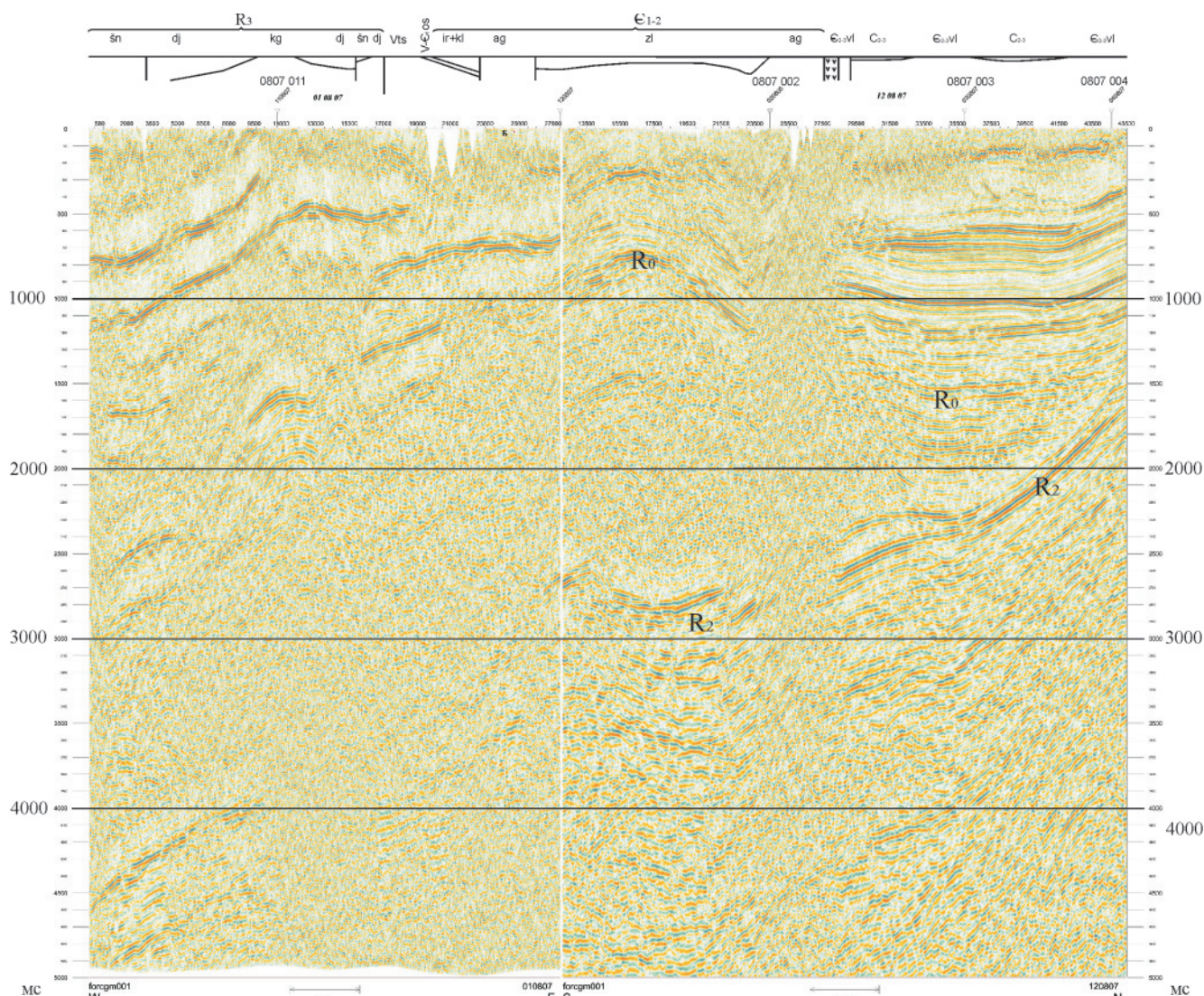


Рис. 5. Временной разрез по профилям 0807 001 и 0807 012

го надвига. Более поздние венд-фанерозойские дислокации усложнили структуру данного района, но по интенсивности значительно уступают поздне-рифейским.

Далее целесообразно рассмотреть вначале материалы, полученные в пределах Ангаро-Питского синклинория, а затем вернуться к профилям Собственно зоны сочленения Енисейского кряжа с Сибирской платформой.

На рис. 1 показана сеть сейсмических профилей, обработанных ОАО «Тюменнефтегеофизика» в восточной части Енисейского кряжа. Субширотные профили 503, 511 и 512 пересекают Ангаро-Питский синклинорий под небольшим углом к оси его простирания (рис. 1, 9–11). На временных разрезах, полученных по этим профилям, отчетливо проявились особенности геологического строения синклинория.

Необходимо отметить, что, несмотря на сложную складчато-блоковую структуру рифейских отложений и далеко не самые благоприятные условия их обнаженности на дневной поверхности, данные сейсморазведки подтверждают модель геологического строения территории, разра-

ботанную при геолого-съемочных исследованиях. Мощная сейсмически почти «прозрачная» толща верхней части рифейских отложений в ядре синклинория соответствует самым молодым верхнерифейским чинеульской и дашкинской свитам (см. рис. 9–11). Ниже под резкой отражающей границей, приблизительно соответствующей подошве нижнеангарской свиты, расположена толща киргитейской свиты и свиты Серого ключа (в верхней части также без резких отражений) с суммарной временной мощностью 300–400 мс. Далее вниз по разрезу после серии резких границ, локализованных примерно в нижней части киргитейской свиты или свиты Серого ключа, следует в значительной мере «прозрачная» толща шунтарской свиты (приблизительно 200–250 мс). Ниже выделяется толща со значительными изменениями временной мощности (от 700–800 мс на востоке до 400 мс на западе), соответствующая джурской и красногорской свитам или их стратиграфическому аналогу потоскуйской свите в районах, где ее разделение проблематично. Еще ниже залегает комплекс среднерифейских отложений аладынской свиты и свиты карточки. Он, как и вышележа-

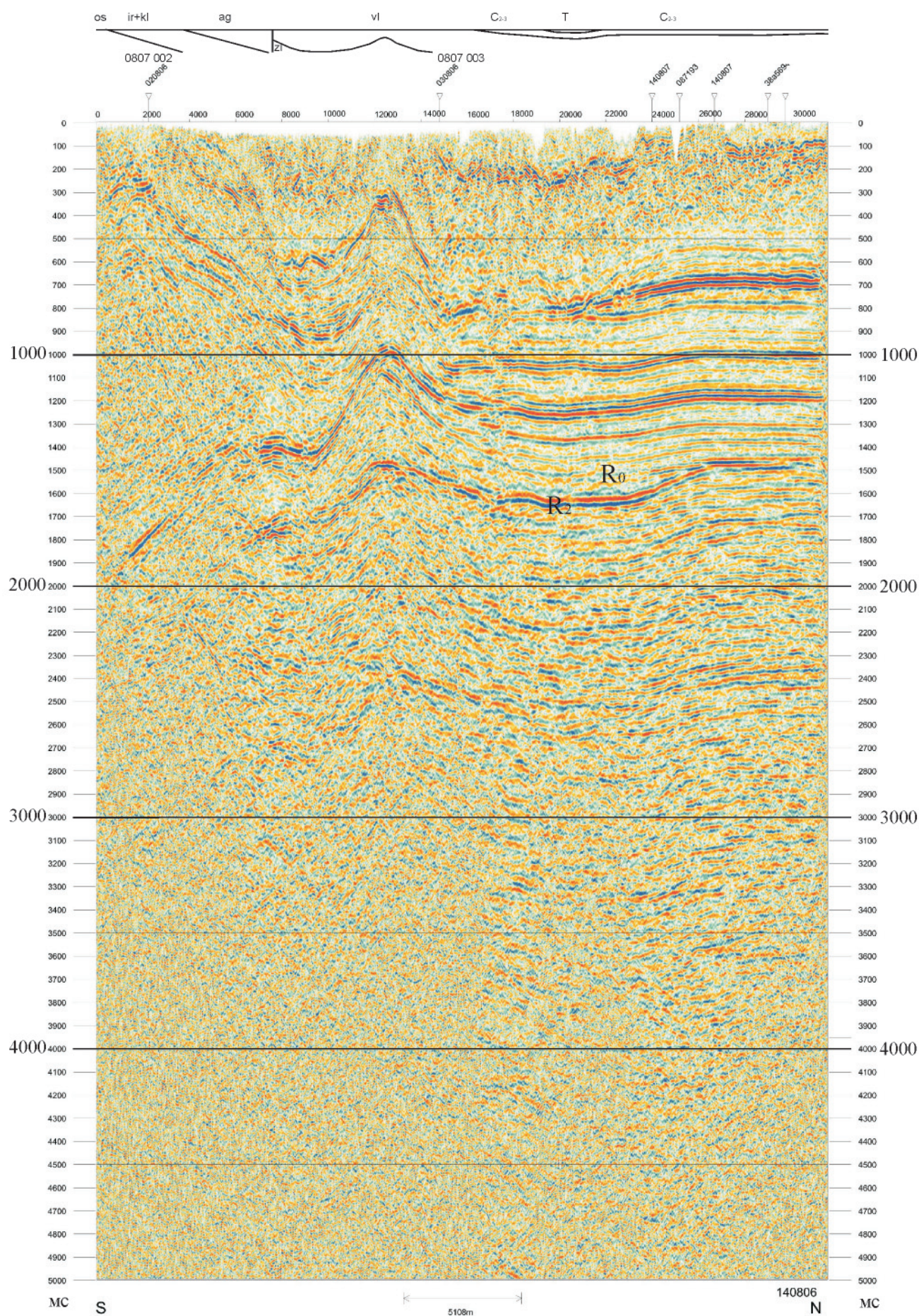


Рис. 6. Временной разрез по профилю 0807 014

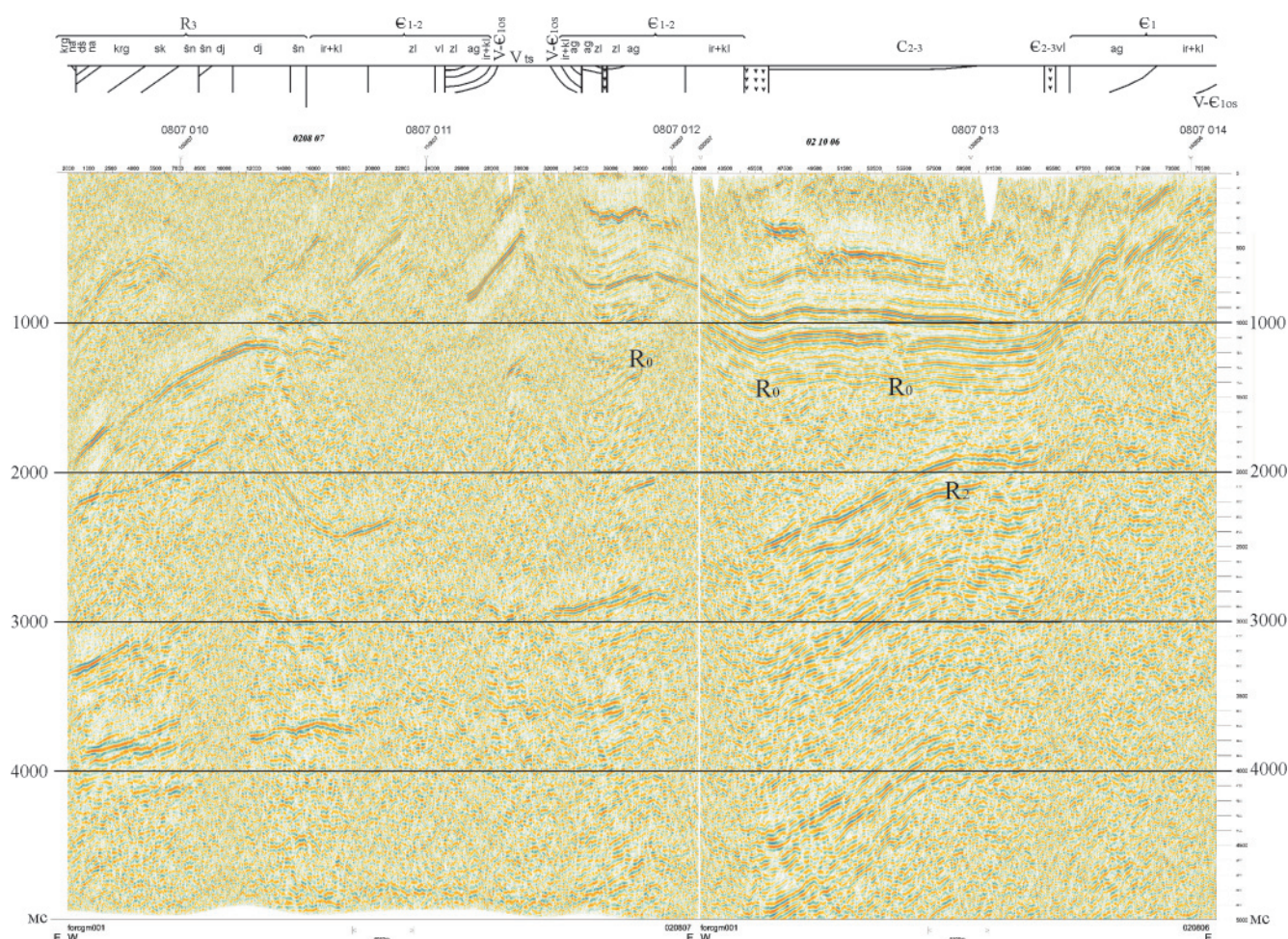


Рис. 7. Временной разрез по профилю 0807 002

ций, характеризуется наличием многочисленных интенсивных отражающих границ и имеет суммарную временную мощность 300–400 мс. Далее вниз по разрезу следует сейсмически почти прозрачный комплекс, соответствующий погорюйской свите (300–450 мс). И завершает разрез рифея (ниже резкой отражающей границы) мощный, также почти лишенный отражений комплекс, соответствующий удерейской, горбилоской и кординской свитам среднего и нижнего рифея. Временная мощность этого сейсмически «прозрачного» комплекса достигает 1100–1200 мс.

Хорошее соответствие приведенного сопоставления сейсмокомплексов со стратиграфическими подразделениями можно отметить и на разрезе по профилю 508, где породы удерейской свиты выходят на дневную поверхность (рис. 12).

На профилях 511 и 512, восточная часть которых доходит почти до шовной зоны сочленения Енисейского кряжа с Сибирской платформой, отчетливо проявился надвиговый характер этой зоны. На состыкованных разрезах по профилям 504 и 006 надвиг виден так же хорошо, несмотря на отсутствие информативных отражающих границ в пределах рифея, вследствие более значительной его тектонической нарушенности (рис. 13). Истинный угол падения плоскости сместителя, погружающейся на юго-запад (а профили

пересекают разлом не под прямым углом), около 35°. Горизонтальная амплитуда смещения по этому надвигу не менее 12 км, причем какая-то часть надвинутого крыла в настоящее время уничтожена эрозией, а первоначально его граница располагалась несколько восточнее.

Теперь целесообразно вернуться к рассмотрению временных разрезов, полученных по профилям 1–3, 11–14 (см. рис. 2–8). Прежде всего, на этих разрезах на рифейском уровне под субгоризонтально залегающими венд-палеозойскими отложениями в приграничных с Енисейским кряжем районах Сибирской платформы хорошо видна синклинальная структура, сопоставимая по размерам и степени складчатости с Дашкинской синклиной, обнажающейся на дневной поверхности в южной части Ангара-Питского синклинория (см. рис. 1). Следует еще раз подчеркнуть, что наибольшая степень дислоцированности рифейских отложений наблюдается в шовных зонах сочленения Енисейского кряжа с Сибирской платформой. Это вызвано тем, что тектонические движения в этих зонах не закончились после формирования предвендского (предтасеевского) пенеплена, а продолжались на протяжении всего фанерозоя, усиливаясь в эпохи тектонических активизаций. Один из наиболее хорошо выраженных таких этапов активизации тектонических



Рис. 8. Временной разрез по профилям 1009 503 и 0807 003

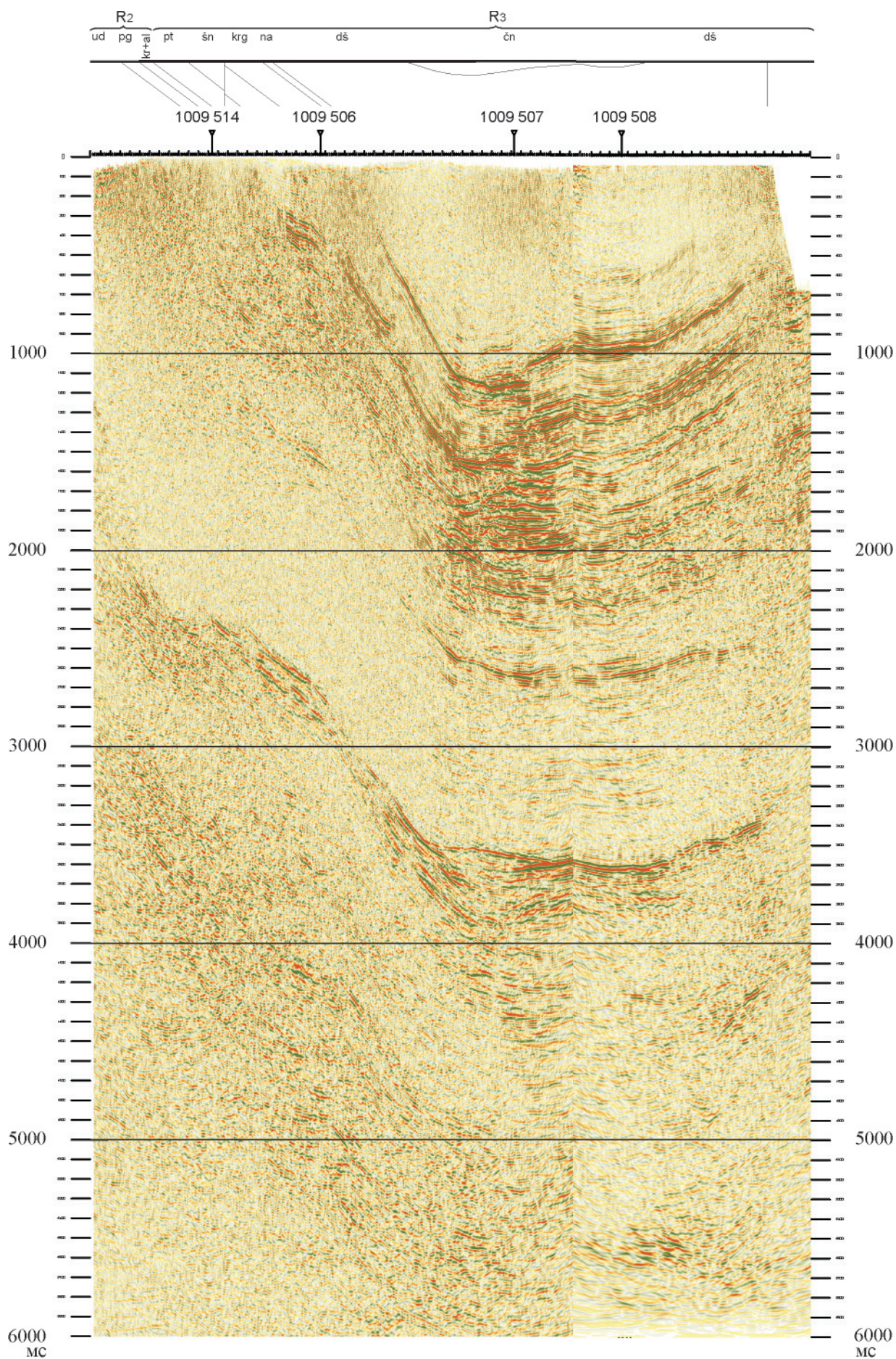


Рис. 9. Временной разрез по профилю 1009 503

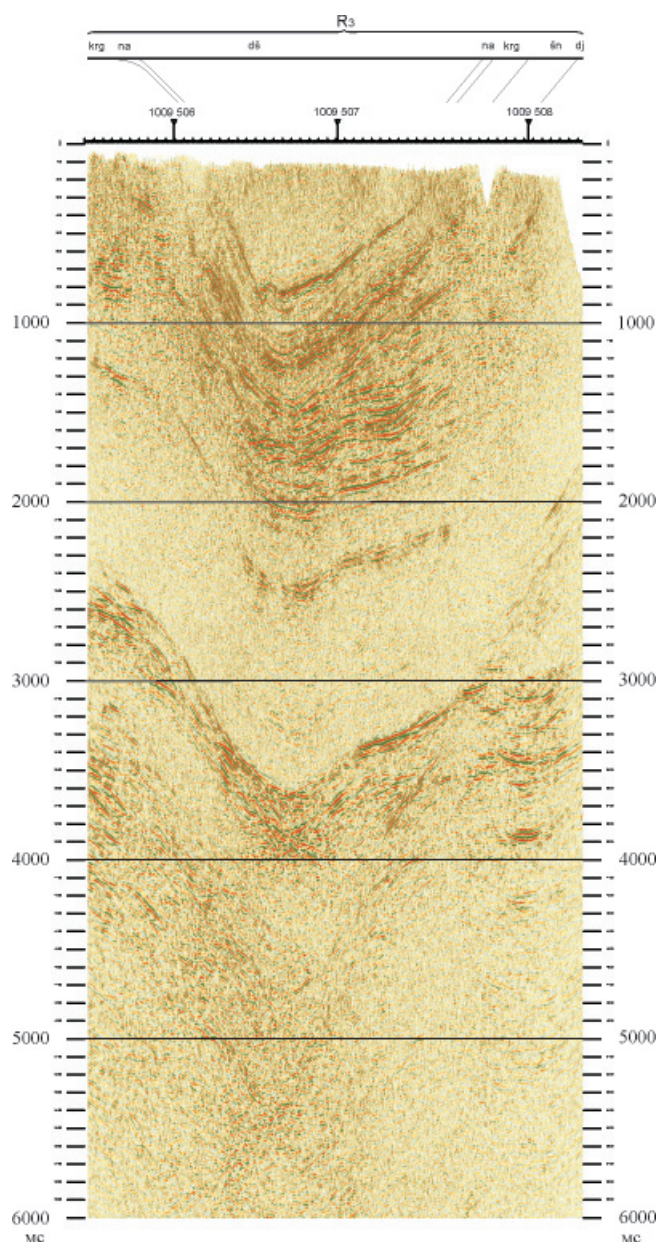


Рис. 10. Временной разрез по профилю 1009 511

движений завершился к началу каменноугольного периода и зафиксирован несогласием. В исследуемом районе углистые аргиллиты, алевролиты и песчаники нижнекаменноугольной тушамской свиты (и трансгрессивно их перекрывающие угленосные отложения средне-верхнекаменноугольной листовяжинской свиты) залегают на размытой поверхности подстилающих отложений от нижнего до верхнего кембрия (см. рис. 1). На более обширной прилегающей территории юго-западной части Сибирской платформы каменноугольные отложения несогласно залегают на породах от тасеевской свиты венда до кежемской и ярской свит силура.

Но при удалении от шовных зон сочленения в сторону как Сибирской платформы, так и Енисейского кряжа степень дислоцированности рифейских отложений снижается. На Сибирской платформе это хорошо коррелируется со степенью дислоцированности венд-кембрийских от-

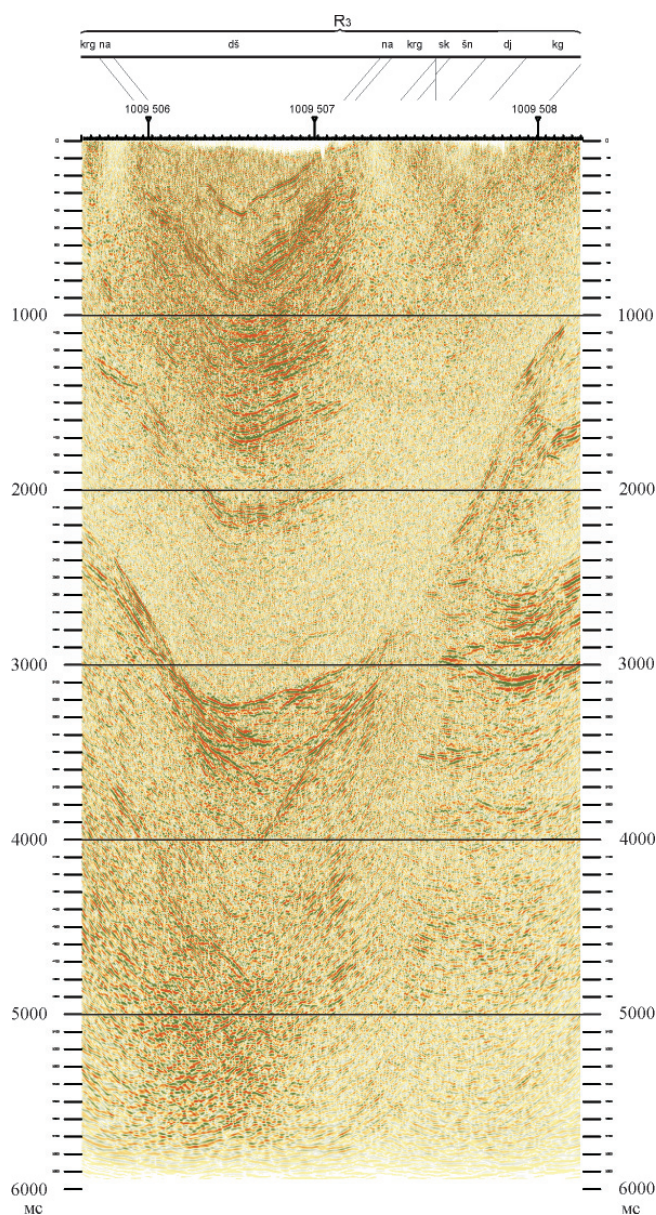


Рис. 11. Временной разрез по профилю 1009 512

ложений – выше границы R_0 (см. рис. 3–8). На Енисейском кряже это можно заметить в районах, где сохранились от размыва останцы венд-кембрийских отложений. Так, на северном крыле Дашкинской синклинали до сих пор отмечаются породы тасеевской и перекрывающей ее островной свит, несогласно залегающие на рифейских отложениях от дашкинской до потоскуйской свит. Еще далее к северо-западу тасеевская свита выклинивается, и островная свита несогласно залегают на породах киргитейской – погорюйской свит рифея (см. рис. 1). Углы падения венд-кембрийских отложений в отдельных обнажениях в этих останцах достигают 15–20°, иногда даже до 40–50°. Но в региональном плане полоса сохранившихся от размыва на западном крыле Ангаро-Питского синклинория венд-кембрийских отложений протягивается в северо-западном направлении на 50–60 км, и можно говорить об их в целом субгоризонтальном залегании (не обращая внимания на мелкие складки и разломы высоких по-

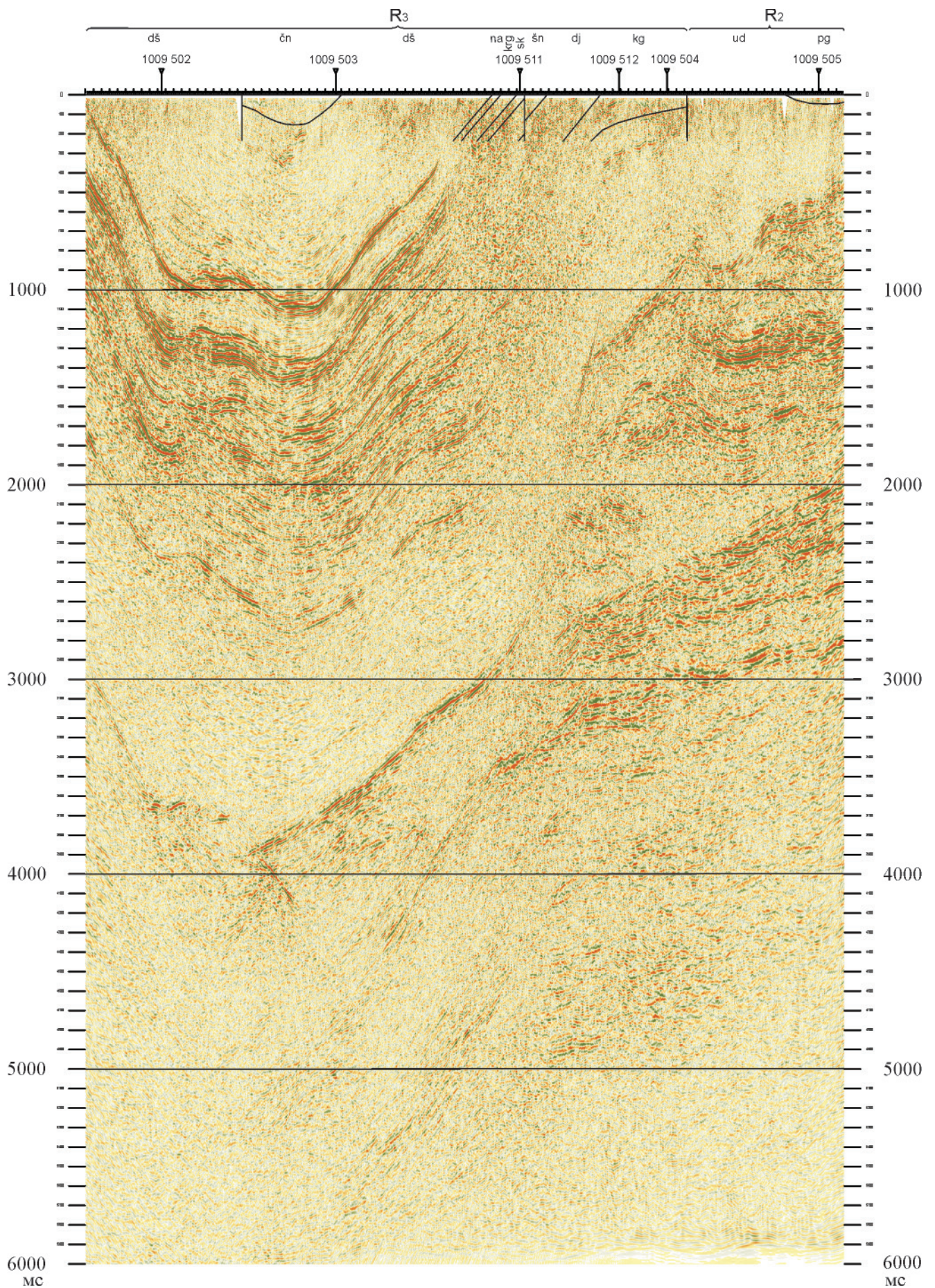


Рис. 12. Временной разрез по профилю 1009 508

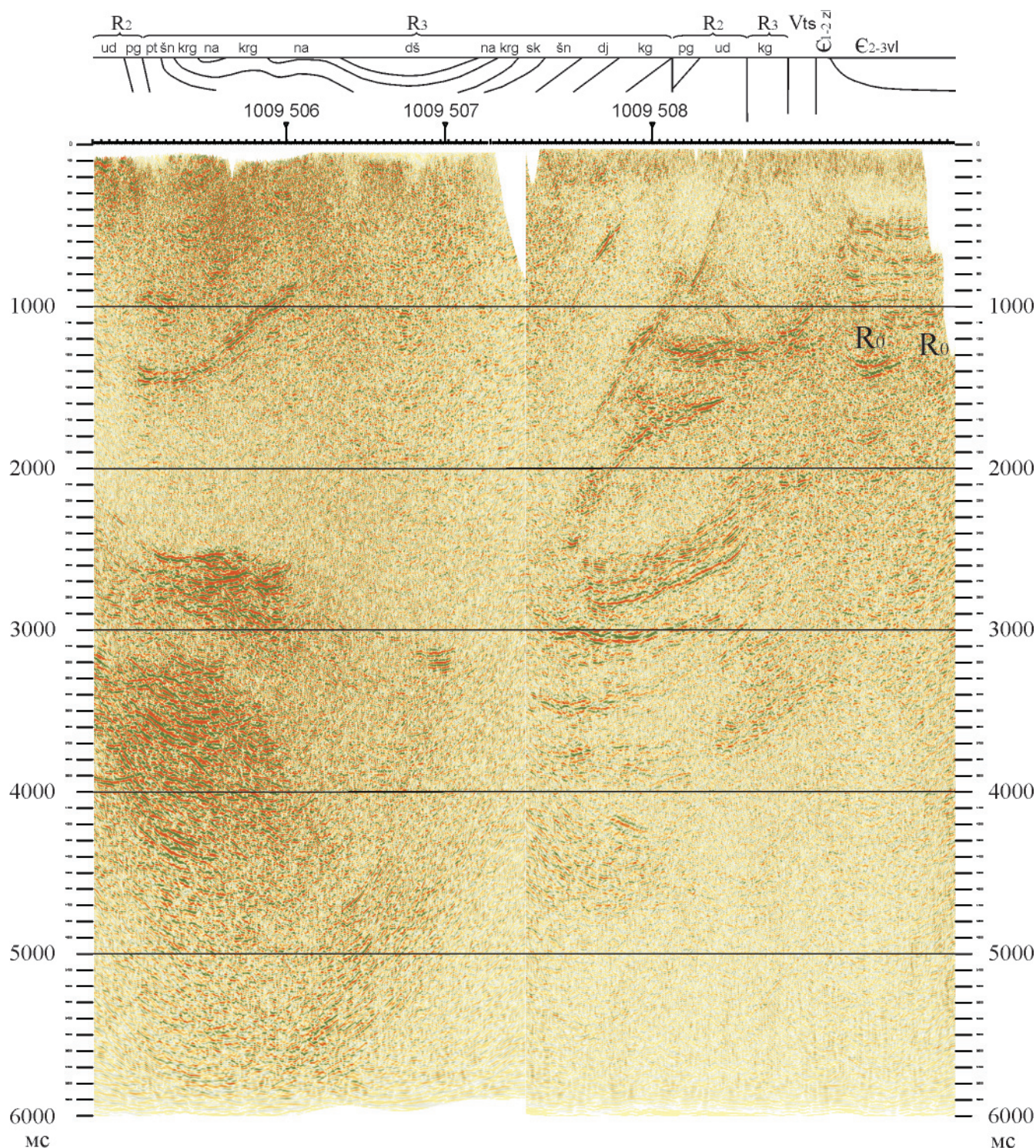


Рис. 13. Совмещенный временной разрез по профилям 1009 504 и 0807 006

рядков). Следовательно, принимая во внимание более поздние дислокации и исключая из рассмотрения сильно нарушенные шовные зоны, можно утверждать, что основные черты регионального тектонического строения Ангаро-Питского синклинория сформировались еще в позднем рифее. Предвендское (предтасеевское – предостровное) несогласие зафиксировало степень позднерифейских дислокаций и последующего предвендского размыва рифейских отложений. Разрезы на рис. 9–12 наглядно демонстрируют, что заметного конседиментационного уменьшения мощности

рифейских отложений на крыльях синклиналей и прогибов Ангаро-Питского синклинория не происходит, а это значит, что его структура имеет преимущественно постседиментационный характер по отношению к отложениям удерейской – чинельской свит. Значит, на предвендском этапе пенепленизации на валах и более изометричных антиклинальных структурах в Ангаро-Питском синклинории было размыто не менее 6–8 км рифейских отложений.

Возвращаясь к рассмотрению временных разрезов непосредственно зоны сочленения

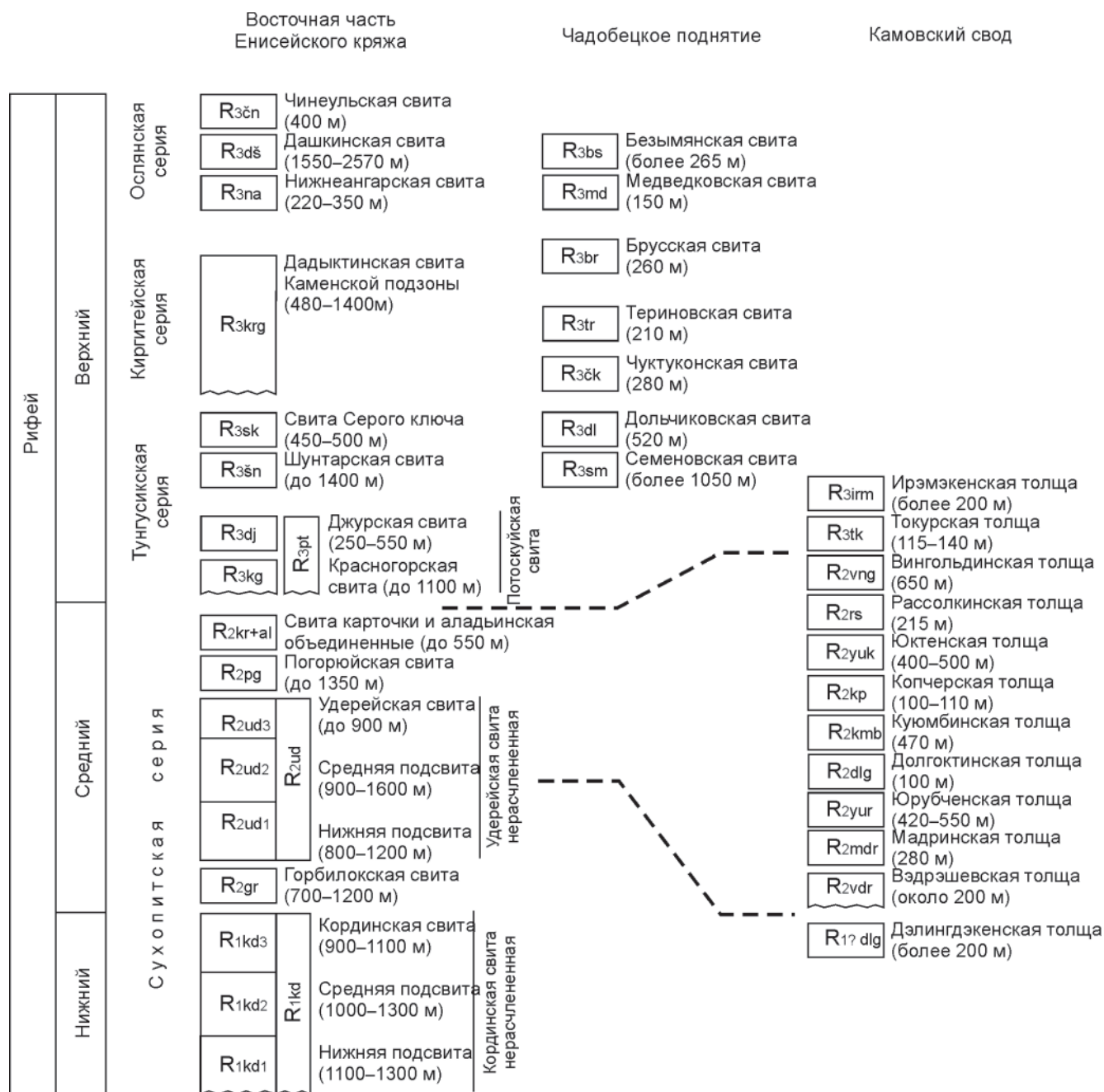


Рис. 14. Схема сопоставления разрезов рифея восточной части Енисейского края, Чадобецкого поднятия и Камовского свода

Сибирской платформы и Енисейского края, следует обратить внимание на две яркие отражающие границы, прослеживающиеся внутри рифейского комплекса отложений: R₂ и лежащую непосредственно над ней другую резкую границу (см. рис. 3, 5, 7, 8). Они то расходятся на 300–500 м, то приближаются друг к другу, причем наиболее прихотливо ведет себя верхняя. Такое поведение отражающих границ наиболее характерно для рифогенного карбонатного тела в зоне его краевого уступа на границе с не компенсированным осадками прогибом, когда карбонатное тело подстилается и перекрывается терригенными или терригенно-карбонатными отложениями, что соответствует фациальному замещению карбонатов глинисто-карбонатными, часто углеродистыми отложениями.

Если попытаться сопоставить меняющуюся мощность этого карбонатного тела, его положение в разрезе терригенно-карбонатных отложений с разрезами рифея Ангаро-Питского синклиория и Иркиннеевского выступа, то наиболее обоснованным выглядит его сопоставление с джурской свитой. При сравнении с разрезами по профилям 503, 508, 511, 512 именно на уровне развития джурской свиты можно заметить сопоставимые изменения мощностей (см. рис. 11–14). Если проследить выходящую в современный эрозионный срез на Иркиннеевском выступе подошву тасеевской серии, то на наибольшем протяжении вендские отложения перекрывают джурскую свиту, а значит, последняя в этом районе на предвендской поверхности несогласия распространена наиболее широко (см. рис. 1).



На Енисейском кряже фациальные изменения в пределах потоскуйской (красногорской – джурской) свиты были установлены еще при геолого-съемочных работах 1960–1980-х гг. (К. Ш. Яржаев, Ю. Н. Елхов, Б. В. Шибистов, Р. Я. Скляр, А. Е. Березий). По данным геологической съемки мощность джурской свиты значительно меняется и достигает 1150 м в приангарской части Енисейского кряжа. Свита сложена преимущественно рифогенными карбонатными отложениями, довольно быстро выклинивающимися по простиранию в сторону развития более глубоководных разновозрастных им терригенных отложений (на северо-западном замыкании Ангаро-Питского синклинория в пределах листа О-46-V выделяется нерасчлененная потоскуйская свита, нацело сложенная толщей глинистых сланцев, аргиллитов, филлитовидных сланцев с маломощными прослоями и линзами песчаников).

Позднее отложения среднего – верхнего рифея Ангаро-Питского синклинория более подробно изучались при детализационных работах В. Ю. Шенфилем, Г. И. Таныгиным, Е. М. Хабаровым и др. [1, 4, 5]. В одной из последних сводок с подробным рассмотрением литолого-фациальных взаимоотношений этих отложений красногорская свита рассматривается как толща заполнения, которая в пределах Енисейского кряжа сnivelировала рельеф, возникший после образования «аладынского карбонатного шельфа и сосновского флиша» [1].

Таким образом, для восточных районов Енисейского кряжа удалось доказать, что начиная с конца среднерифейского этапа развития, когда накапливались отложения свиты карточка и аладынской (или соответствующей им сосновской свиты), установился фациально изменчивый режим осадконакопления, сопровождавшийся как значительным изменением фациально-литологического облика накапливавшихся осадков, так и существенными изменениями их мощностей. При этом формировавшиеся в отдельные периоды времени не компенсированные осадками прогибы с маломощными бассейновыми отложениями в последующем нивелировались толщами заполнения. Такие явления в восточных районах Енисейского кряжа наиболее ярко выражены в сосновское, потоскуйское, шунтарское – джурское, киргитейское время. Подробные описания вариантов интерпретации таких фациальных изменений на примерах конкретных обнажений приведены в обобщающей работе [1]. Все сказанное выше в целом хорошо согласуется с новыми сейсмическими данными, полученными в пределах Ангаро-Питского синклинория и зоны сочленения Сибирской платформы с Енисейским кряжем, а также Иркиннеево-Ванаварской секции Ангаро-Котуйского прогиба, описанными ранее [2]. Учитывая изложенное, можно с достаточной степенью обоснованности утверждать, что

значительные фациальные замещения средне-верхнерифейских отложений имеют место и в пределах Ангаро-Котуйского прогиба: вероятно менее значительные вдоль его приосевой части и более существенные при продвигении к его бортам, в частности в Юрубчено-Куюмбинскую зону на северном борту прогиба.

Как уже говорилось, в Иркиннеево-Ванаварской секции Ангаро-Котуйского прогиба разрез рифея Чадобецкого поднятия в целом надстраивает сверху рифейские отложения, вскрытые на Камовском своде [2]. Сопоставление разрезов Енисейского кряжа и Чадобецкого поднятия, выполненное в 1992 г. при геологическом доизучении, позволило Л. Г. Анучину, В. И. Лисицыну и др. скоррелировать семеновскую свиту нижней части чадобецкого разреза с шунтарской свитой Енисейского кряжа. Такое сопоставление и сейчас является наиболее обоснованным, и с ним хорошо увязывается положение шунтарской свиты над отражающими границами R_2 и вышележащей (над джурской свитой) (см. рис. 7, 9, 10).

На рис. 14 представлена схема сопоставления разрезов рифея восточной части Енисейского кряжа, Чадобецкого поднятия и Камовского свода. Мощности рифейских отложений Камовского свода приведены по данным бурения, опубликованным во многих работах, в частности [1]. Вэдрэшевская, мадринская и юрубченская толщи помещены друг над другом, так как предлагаемый в [1] вариант фациального замещения вэдрэшевских отложений мадринскими с учетом новых данных не совсем оправдан: скорее можно говорить о фациальных замещениях отложений вэдрэшевской – юрубченской толщ образованиями вэдрэшевской – мадринской – юрубченской и об увеличении стратиграфической полноты нижней части разреза.

Учитывая отмеченное ранее увеличение мощности отложений рифея от бортов к осевой части Иркиннеево-Ванаварской секции Ангаро-Котуйского прогиба, нижняя часть вскрытого камовского разреза в объеме вэдрэшевской, мадринской, юрубченской толщ должна сопоставляться с верхнеудерейской, а возможно и со среднеудерейской подсвитами Енисейского кряжа.

Самая молодая вскрытая скважинами на Камовском своде в рифейском комплексе ирэмэкенская толща сопоставляется с джурской – шунтарской свитами. В этом случае пачка углеродистых аргиллитов, обнаруженная в нижней части ирэмэкенской толщи в Усть-Камовской скв. 20 и Юрубченской скв. 104 и изученная ранее, сопоставляется с углеродистыми отложениями одной из пачек шунтарской свиты, сформировавшейся на одном из максимумов во время длительной трансгрессии шунтарского времени [3].

Таким образом, предложенная схема сопоставления, построенная с использованием новых сейсмических материалов наиболее близка к варианту Е. М. Хабарова с соавторами, по которому



к верхнему рифею (пахандинию) могут быть причислены только самые верхние толщи камовского разреза: токурская и ирэмэкенская [1].

Следует отметить, что дальнейшее изучение рифейских отложений Ангаро-Котуйского прогиба позволит более детально параллелизовать их как с рифеем Енисейского кряжа, так и с отложениями Чадобецкого поднятия. Но установленное в настоящее время значительное изменение сейсмического облика рифейских отложений при погружении их от бортовых частей (Юрубченская площадь) к оси прогиба позволяет утверждать, что попытки прямого сопоставления строматолитовых карбонатных построек Енисейского кряжа с карбонатными телами Камовского свода (юрубченской, куюмбинской, юктенской толщами и т. д.) вряд ли увенчаются успехом. Наиболее перспективны попытки проследить разновозрастные фациальные ряды отложений: от мелководных прибрежных до глубоководных бассейновых. При этом карбонатным платформам краевых частей Ангаро-Котуйского прогиба будут соответствовать глубоководные терригенные или терригенно-карбонатные отложения более погруженной его приосевой части (при недокомпенсированном типе осадконакопления). Напротив, при формировании мелководно-морских образований в центральных частях бассейна осадконакопления (на этапах регрессии моря) в краевых частях либо накапливаются лагунные осадки (часто эвапоритовые, как, например, ангидриты в копчерской толще в Аргишской скв. 273), либо происходят осушение территории и более или менее значительная эрозия ранее накопившихся отложений. В условиях тектонической стабильности, при возобновлении (на этапах трансгрессии) ранее существовавших фациальных условий осадконакопления следы даже продолжительных перерывов в значительной степени стираются.

Завершая рассмотрение представленных новых результатов работ, можно сделать следующие выводы.

1. Отмеченные ранее на профилях южного склона Байкитской антеклизы особенности фациальных изменений рифейских отложений с замещением образований карбонатных краевых платформ юрубченского, куюмбинского и т. д. времени бассейновыми образованиями проявились и на профилях зоны сочленения Сибирской платформы и Енисейского кряжа.

2. Основной вклад в формирование современной разломно-складчатой структуры восточной части Енисейского кряжа внесли поздне-рифейские тектонические движения и существенный размыв накопившихся отложений. Последовавшая за этим в позднем рифее стабилизация тектонического режима способствовала

значительной пенепленизации как территории внутренних районов Сибирской платформы, так и ее краевых частей и, вероятно, обрамляющих складчатых областей. Возобновившееся в венде осадконакопление зафиксировало масштабы поздне-рифейских событий с формированием самого значительного в чехле Сибирской платформы несогласия.

3. Шовная зона сочленения Сибирской платформы и Енисейского кряжа формировалась на протяжении всей истории геологического развития региона. В течение венды восточная часть Енисейского кряжа представляла собой окраину Сибирской платформы. В кембрийское время периодически происходило усиление тектонической активности, что отражалось на формировании структурного плана в зоне сочленения и распространении соляных отложений (образующихся мгновенно в масштабе геологического времени и фиксирующих особенности рельефа бассейна седиментации). В дальнейшем при усилении тектонической активности (в позднем девоне, в среднем – позднем триасе, в мелу) продолжались смещения и по вновь образованным разломам, и по вновь образованным, возрастала амплитуда складчатых дислокаций.

4. Установленное на Енисейском кряже широкое развитие фациальных замещений рифейских отложений в широком стратиграфическом диапазоне прослеживается и в пределах Сибирской платформы в Иркинеево-Ванаварской части Ангаро-Котуйского прогиба.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Стратиграфия** нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления [Текст] / Н. В. Мельников, М. С. Якшин, Б. Б. Шишкин [и др.]. – Новосибирск : Академическое издательство «Гео», 2005. – 428 с.
2. **Филипцов, Ю. А.** Геологическое строение рифейских прогибов западной части Сибирской платформы [Текст] / Ю. А. Филипцов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2011. – № 4(8). – С. 30–47.
3. **Филипцов, Ю. А.** Рифейские прогибы – основные источники нефти и газа в западной части Сибирской платформы [Текст] / Ю. А. Филипцов, В. С. Старосельцев // Геология нефти и газа. – 2009. – № 6. – С. 40–56.
4. **Хабаров, Е. М.** Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа [Текст] / Е. М. Хабаров // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 10. – С. 44–54.
5. **Шенфиль, В. Ю.** Поздний докембрий Сибирской платформы [Текст] / В. Ю. Шенфиль. – Новосибирск : Наука, 1991. – 185 с.