

**КОСЫЕ СДВИГИ И ИХ РОЛЬ В НАРУШЕНИИ  
ЛАТЕРАЛЬНОГО РЯДА СТРУКТУР  
РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ЧИНГИЗСКОЙ  
ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ  
(ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)**

В строении складчатых сооружений Центрально-Азиатского пояса значительную роль играют комплексы, формирование которых происходило в пределах палеозойских активных континентальных окраин. Наиболее характерными образованиями палеоокраин, сохранившимися в современной структуре, являются вулканоплутонические ассоциации островодужных систем и окраинно-континентальных поясов, комплексы аккреционных призм, а также флишевые серии задуговых и преддуговых бассейнов. В конце палеозоя при коллизии Восточно-Европейского, Сибирского и Таримского континентов эти комплексы были подвергнуты крупномасштабным деформациям, наиболее ярким выражением которых явилось образование горизонтальных складок (Казахстанский и Монгольский ороклины) и систем крупных сдвигов [Рязанцев, 2001].

Однако сложное сочетание в пространстве островодужных, аккреционных и других комплексов, характерное для Казахстанского сегмента Центрально-Азиатского пояса, нельзя объяснить только поздними дислокациями первично прямолинейных или слабо изогнутых окраинно-континентальных структур. Поэтому высказывались предположения о значительных деформациях в активных окраинах на ранних этапах их развития – в раннем и среднем палеозое [Sengor, Natal'in, 1993, 1996]. Одним из типов дислокаций в течение этого времени, вероятно, могли быть сдвиги, ориентированные к простиранию структурно-формационных зон под достаточно острым углом (косые сдвиги). По таким сдвигам в результате неоднократного сдвигания одних и тех же комплексов происходило увеличение площади и усложнение структуры активной окраины. Косые сдвиги, возникшие на ранних этапах эволюции активных окраин, могут быть затушеваны последующими деформациями. Поэтому для выявления такого типа структур необходимо проведение детальнейших работ по изучению строения и стратиграфии палеозойских и более древних комплексов нескольких соседних структурно-формационных зон.

Подобные исследования в западной части Центрального Казахстана показали, что современное положение Актау-Джунгарского микроконтинента перед фронтом энциалической Степняк-Северотяньшаньской ост-

ровной дуги может быть объяснено нарушением структуры активной окраины серией косых правых сдвигов. По этим сдвигам микроконтинент был перемещен из тыловых частей дуги во фронтальные. В результате в структуре западной части Центрального Казахстана комплексы тыловых зон Степняк-Северотяньшаньской дуги оказались повторенными дважды [Дегтярев, 2003]. Благоприятным объектом для обнаружения косых сдвигов является раннепалеозойская Чингизская островодужная система, где широко распространены и детально изучены вулканогенно-осадочные толщи кембрия–ордовика и сопровождающие их гранитоиды [Геология ..., 1962; Лялин и др., 1964; Геология и металлогения..., 1977; Самыгин, 1982, 1990; Самыгин, Хераскова, 1994]. В последние годы эти данные были дополнены новыми материалами по возрасту и строению кремнисто-туфогенно-терригенных комплексов. Были установлены их кембрийско-среднеордовикский возраст, синхронный ранее датированным вулканогенно-осадочным толщам, а также приуроченность близких по строению и возрасту разрезов к нескольким субпараллельным зонам [Дегтярев и др., 1999; Дегтярев, 1999].

### **ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ**

В структуре Чингизской системы выделяется ряд продольных зон северо-западного простирания, в строении которых участвуют разновозрастные, но близкие по составу комплексы [Самыгин, 1982; Дегтярев, 1999]. С северо-востока на юго-запад выделяются следующие зоны (рис. 1).

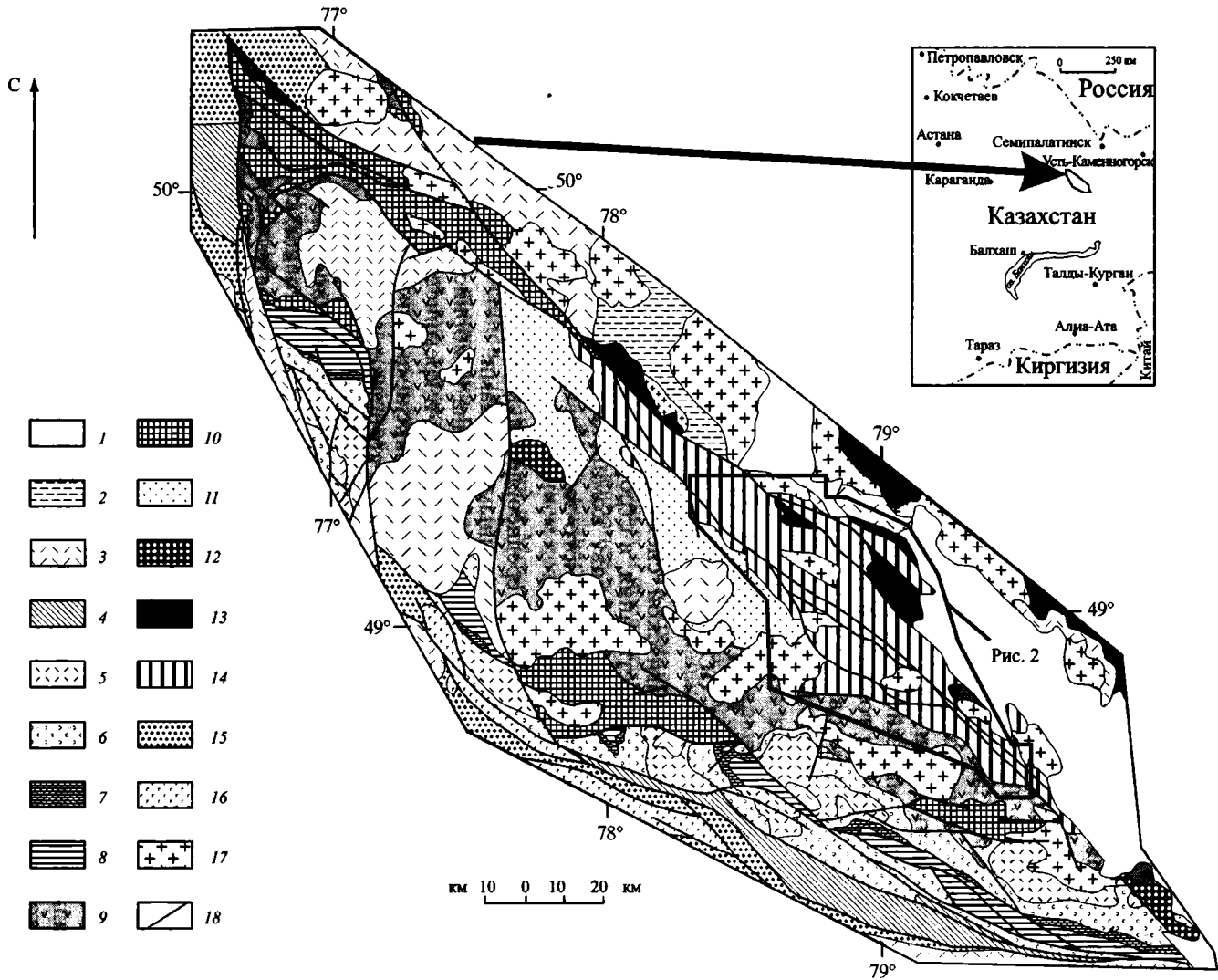
*Чунайская зона* сложена среднеордовикскими островодужными вулканическими и вулканогенно-осадочными толщами.

*Центрально-Чингизская зона* образована кембрийско-нижнелланвирическими дифференцированными вулканитами и кремнисто-туфогенно-терригенными толщами, а также среднеордовикскими вулканогенными и обломочными породами. С островодужными комплексами тесно связаны среднекембрийские и раннеордовикские гранитоидные интрузии.

*Бестамак-Окпектинскую зону* слагают лландейло-нижнекарадокские терригенно-карбонатные, тефрогенные и флишевые толщи, которые несогласно перекрывают кембрийско-нижнеордовикские островодужные образования Центрально-Чингизской зоны (северо-восточный борт) и долландейльские аккреционные комплексы (юго-западный борт).

*Аркалык-Абралинская зона* образована средне-верхнекарадокскими зеленоцветными терригенными толщами и верхнеордовикскими островодужными вулканитами, которые на юго-западе зоны залегают на досреднекарадокских аккреционных комплексах, а на северо-востоке – на островодужных и флишевых толщах Бестамак-Окпектинской и Центрально-Чингизской зон.

*Токайско-Акчатаускую зону* слагают верхнеордовикские рифовые известняки, флишодные толщи низов лландовери и островодужные вулканиты среднего лландовери – венлока, которые перекрывают доверхнеордовикские аккреционные комплексы.



*Маялжен-Балкыбекскую зону образуют верхнеордовикские и нижнесилурийские аккреционные комплексы.*

Аккреционные комплексы во всех зонах включают интенсивно дислоцированные кремнистые и кремнисто-базальтовые толщи кембрийско-среднеордовикского (в Маялжен-Балкыбекской зоне и позднеордовикского) возраста, фрагменты которых в виде крупных пластин отторженцев и глыб входят в состав разнообразных олистостромовых толщ. Возраст последних с северо-востока на юго-запад от зоны к зоне изменяется от аренига-лланвирина до раннего силура.

В эволюции Чингизской островодужной системы выделяются два крупных этапа: позднелланвирнско-раннесилурийский и среднекембрийско-ранне-лланвирнский.

Для позднелланвирнско-силурийского этапа возможна реконструкция полного латерального ряда структур активной окраины, включающих задуговой прогиб, вулканическую дугу, преддуговой флишевый прогиб, аккреционную призму и бассейн с корой океанического типа. В течение этого этапа перед фронтом Чингизской островной дуги происходило формирование мощных аккреционных комплексов, возраст которых омолаживается в юго-западном направлении (современные координаты). В этом же направлении в течение среднего ордовика – силура происходила миграция фронта островодужного вулканизма и за счет причленившихся аккреционных комплексов увеличивалась площадь дуги. Таким образом, на протяжении среднего ордовика – раннего силура Чингизская дуга была фронтально обращена на юго-запад (современные координаты) – в сторону Джунгаро-Балхашского океанического бассейна [Дегтярев, 1999, 2001].

Реконструкция латерального ряда структур активной окраины для кембрийско-ранне-лланвирнского этапа является значительно более трудной задачей, что связано с тектоническими взаимоотношениями между большинством комплексов этого возраста. Среди образований кембрия-лланвирина известны вулканические и кремнисто-туфогенные островодужные комплексы (Центрально-Чингизская), а также базальтовые и кремнисто-базальтовые толщи, формировавшиеся в бассейне с корой океанического типа (другие зоны), в то время как аккреционные и флишевые комплексы не обнаружены.

Многие проблемы кембрийско-ранне-лланвирнского этапа эволюции Чингизской дуги, а также особенности процессов формирования конти-

**Рис. 1.** Схема тектонического районирования Чингизской палеоостроводужной системы

1 – кайнозойские отложения; 2 – фаменско-каменноугольные терригенно-вулканогенные толщи; 3 – нижне-среднедевонские эффузивы и туфы риолитового состава; 4 – верхнеордовикские и нижнесилурийские аккреционные комплексы Маялжен-Балкыбекской зоны; 5–8 – комплексы Токайско-Акчатауской зоны: 5 – андезиты и андезизбазальты нижнего силура (жумакская свита), 6 – терригенно-вулканогенные породы нижнего силура (альпесиская свита), 7 – рифовые известняки верхнего ордовика (акдомбакская свита), 8 – доверхиордовикские аккреционные комплексы; 9, 10 – комплексы Аркалык-Абралинской зоны: 9 – терригенно-вулканогенные толщи среднего карадока – верхнего ордовика (талдыбойская и намасская свиты), 10 – досреднекарадоксские аккреционные комплексы; 11, 12 – комплексы Бестамак-Окпектинской зоны: 11 – тефрогенные и флишевые толщи лландейло – нижнего карадока (бестамакская и саргалдакская свиты), 12 – долландейльские аккреционные комплексы; 13, 14 – комплексы Центрально-Чингизской и Чунайской зон: 13 – эффузивы среднего состава и терригенные толщи среднего ордовика (абасвская свита), 14 – вулканогенно-осадочные комплексы кембрия – низов лланвирина; 15, 16 – комплексы Джунгаро-Балхашской области: 15 – силурийские терригенные толщи, 16 – ордовикские вулканогенные образования; 17 – палеозойские гранитоиды; 18 – разрывные нарушения

нентальной коры в этой долгоживущей островодужной системе могут быть решены при детальном анализе строения Центрально-Чингизской зоны.

## ТИПИЗАЦИЯ И ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КЕМБРИЙСКО-СРЕДНЕОРДОВИКСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНО-ЧИНГИЗСКОЙ ЗОНЫ

Среди образований, участвующих в строении Центрально-Чингизской зоны, выделяются близкие по составу и строению разрезы среднекембрийско-лланвирнский и верхнекембрийско-лланвирнский комплексы. Разрез каждого из них начинается с островодужных известково-щелочных вулканических серий и ассоциирующих с ними интрузивов гранодиоритового состава, а завершается терригенно-карбонатными и кремнисто-туфогенными толщами.

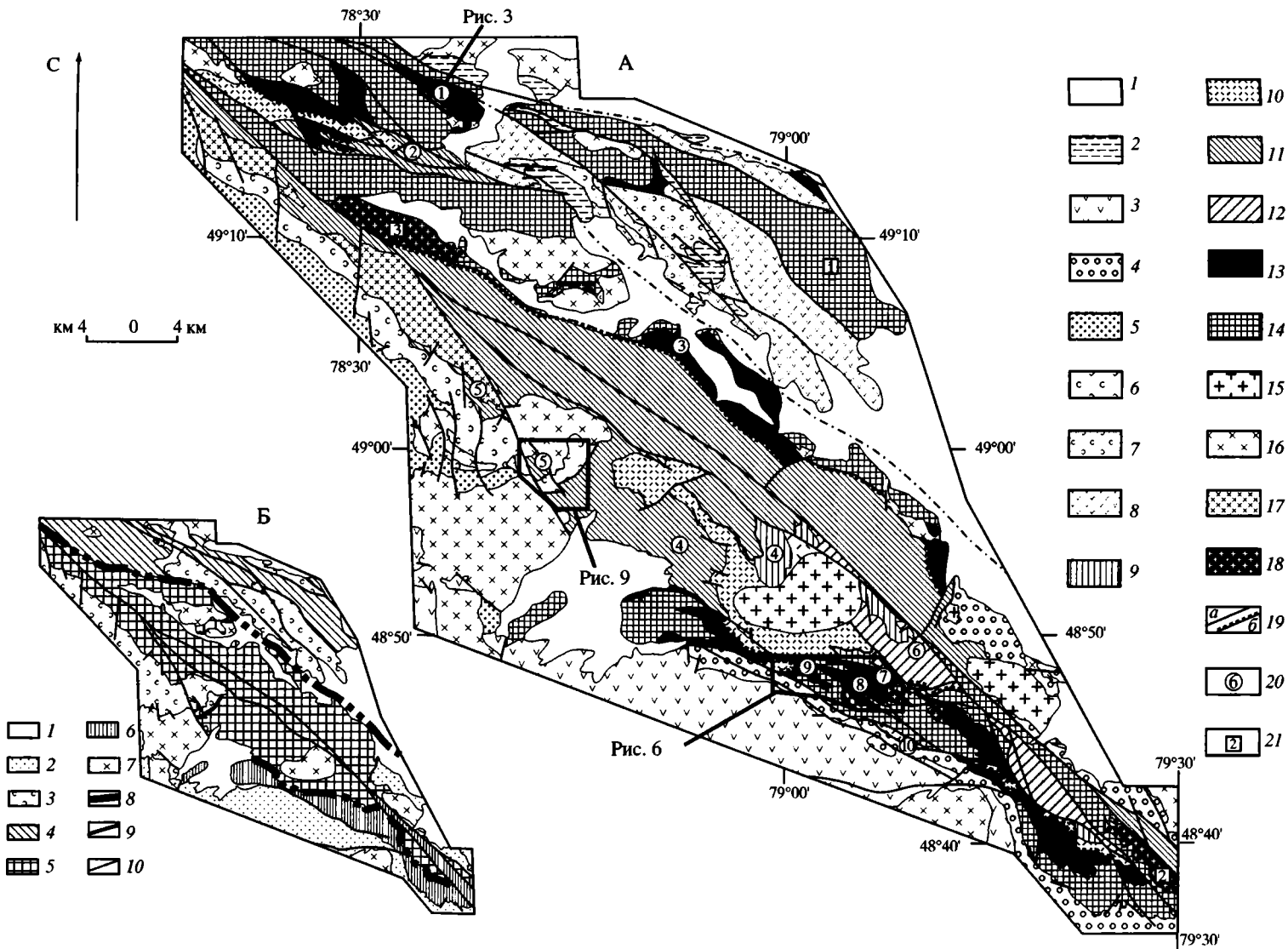
В Центрально-Чингизской зоне выходы этих комплексов образуют несколько полос северо-западного простирания, имеющих сходное строение. В каждой из этих полос параавтохтоном являются вулканогенные и кремнисто-туфогенные толщи среднего кембрия – нижнего лланвирна, на которые надвинуты верхнекембрийско-лланвирские вулканогенно-осадочные породы. Границы между полосами в современной структуре представлены разрывными нарушениями различного типа и возраста, что позволяет считать эти полосы крупными пластинами. Выделяется три пластины (с северо-востока на юго-запад): Зербкызыл-Кадырская, Кан-Чингизская, Кольдененская (рис. 2). Рассмотрим подробнее особенности состава и строение комплексов, слагающих каждую пластину.



**Рис. 2.** Схема геологического строения Центрально-Чингизской зоны (А) и сдвиговые пластины Центрально-Чингизской зоны (Б). Положение рис. 2 см. на рис. 1

На А: 1 – кайнозойские отложения; 2 – фаменско-каменноугольные карбонатные толщи; 3, 4 – комплексы северо-восточной части Аркалык-Абралинской зоны: 3 – эффузивы среднего состава верхнего ордовика (намасская свита), 4 – песчаники и конгломераты среднего-верхнего карадока (талдыбойская свита); 5, 6 – комплексы Бестамак-Окпектинской зоны: 5 – песчаники и алевриты нижнего карадока (саргалдакская свита), 6 – известняки, тефроицы и терригенные породы лландейло – нижнего карадока (бестамакская свита и ее аналоги); 7–14 – комплексы Центрально-Чингизской зоны: 7 – терригенные породы лландейло – нижнего карадока, 8 – эффузивы среднего состава верхнего лланвирна (абаевская свита), 9–12 – верхнекембрийско-лланвирский комплекс (9 – кремнисто-терригенная толща верхнего аренига – нижнего лланвирна (найманская свита), 10 – эффузивы и туфы среднего состава нижнего аренига (сарышюкинская свита), 11 – эффузивы, туфы среднего и кислого состава верхнего кембрия – тремадока (тортулукская серия), 12 – эффузивы, туфы, тефроицы среднего состава, песчаники и алевриты верхнего кембрия – нижнего ордовика), 13, 14 – среднекембрийско-лланвирский комплекс: 13 – карбонатно-кремнисто-туфогенная толща майского яруса – нижнего лланвирна, 14 – эффузивы среднего и кислого состава амгинского яруса (коксенгинская и зербкызыльская свиты); 15–18 – интрузивные образования: 15 – позднепалеозойские граниты, 16 – позднесилурийские гранодиориты, 17 – ранне-среднеордовикские гранодиориты, 18 – среднекембрийские граниты и гранодиориты; 19 – разрывные нарушения: а – крутопадающие, б – надвиги на границах между комплексами Центрально-Чингизской зоны; 20 – цифры в кружках – положение разрезов, показанных на рис. 4; 21 – цифры в квадратах: 1 – горы Кадыр, 2 – Мукурский гранитоидный массив, 3 – Канчингизский гранитоидный массив

На Б: 1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнеордовикские толщи; 3 – среднеордовикские комплексы; 4–6 – среднекембрийско-нижнелланвирские комплексы сдвиговых пластин: 4 – Зербкызыл-Кадырской, 5 – Кан-Чингизской, 6 – Кольдененской; 7 – средне-позднепалеозойские гранитоиды; 8, 9 – раннепалеозойские сдвиги, трансформированные более поздними деформациями в надвиги и взбросы; 8 – среднекэмбрийские, 9 – среднекарадокские; 10 – прочие разрывные нарушения



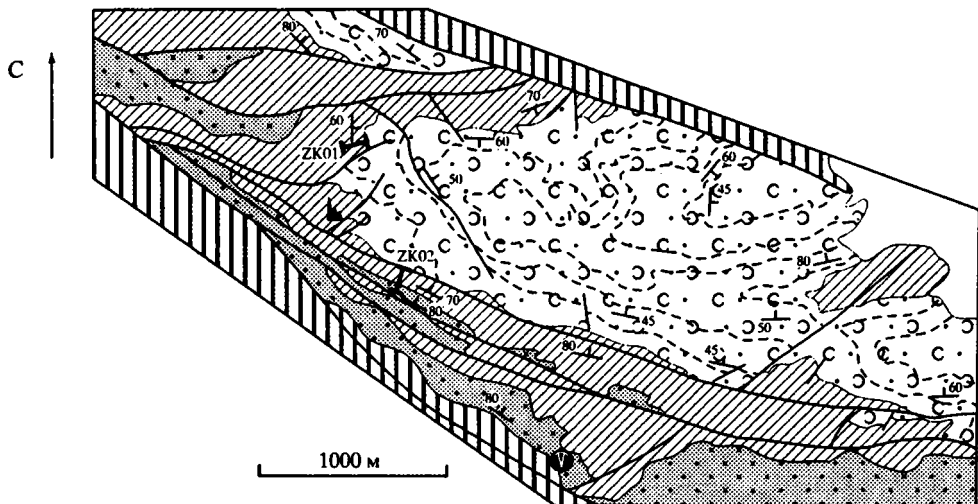
## Зербкызыл-Кадырская пластина

Комплексы, образующие эту пластину, располагаются на северо-востоке Центрально-Чингизской зоны. Здесь в основном распространены толщи среднекембрийско-лланвирнского комплекса, протягивающиеся в северо-восточной части пластины от гор Зербкызыл до гор Кадыр (см. рис. 2). Нижнеамгинские образования представлены эффузивами и туфотерригенными породами средне-кислого состава с линзами известняков. В горах Кадыр в известняках собраны трилобиты низов амгинского яруса [Лялин и др., 1964; Геология..., 1972]. В составе верхнеамгинских толщ (зербкызыльская свита) преобладают эффузивы дацитового и риолитового состава, которые вверх по разрезу замещаются пестроцветными терригенно-глинисто-кремнистыми породами с прослоями туфосилицитов, содержащих линзы известняков с трилобитами второй половины амгинского яруса [Геология..., 1972; Самыгин, 1982].

Более молодая карбонатно-кремнисто-туфогенная толща распространена в восточной части гор Зербкызыл, где слагает юго-западное крыло и замыкание синклинальной складки (рис. 3). Значительную роль в структуре здесь играют сдвиги и взбросы северо-западного простирания, вблизи которых наблюдается интенсивный кливаж и рассланцевание пород. Поэтому составление сводного разреза толщи (рис. 4, разрез 1) возможно только по отдельным, наименее тектонизированным и хорошо обнаженным фрагментам. В разрезе карбонатно-кремнисто-туфогенной толщи может быть выделено несколько различающихся по составу пачек. В основании залегает терригенно-карбонатная пачка. Маломощный (30–50 м) фрагмент ее нижней части, содержащий остатки трилобитов средней части майского яруса (М.А. Оренбургский и др., 1966 г.), сложен известковистыми песчаниками и алевролитами с линзами конгломератов и песчаных известняков и имеет тектонические взаимоотношения с вышележащими породами. Верхи терригенно-карбонатной и большая часть кремнисто-терригенной пачек изучены в двух пересечениях (рис. 5).

В первом (ZK02) обнажены рассланцованные табачно-зеленые алевролиты и мелкозернистые песчаники с линзами и тонкими (до 0.2 м) горизонтами серых известняков мощностью 25 м. Известняки содержат конодонтов (ZK02-1) *Phakelodus tenuis* (Müller). Выше, после небольшого не обнаженного интервала, разрез наращивается кремнисто-терригенной пачкой, состоящей из серых и желтых кремней, фтанитов с прослоями табачно-зеленых алевролитов и линзами (до 0.5 м) серых известняков. В одной из линз присутствуют конодонты (ZK02-5) *Variabiliconus* sp., *Phakelodus tenuis* (Müller), *Coelocerodontus bicostatus* van Wamel. Венчает этот фрагмент пласт (до 1 м) серых известняков с конодонтами (ZK02-3) *Coelocerodontus bicostatus* van Wamel, *Phakelodus tenuis* (Müller), *Variabiliconus* sp. Выше залегают зеленые алевролиты. Мощность кремнисто-терригенной пачки в описанном разрезе составляет 45 м. На основании находок конодонтов устанавливается тремадокский возраст верхов терригенно-карбонатной и всей кремнисто-терригенной пачек.

Во втором пересечении (ZK01), расположенном в 1.5 км северо-западнее, хорошо обнажена только кремнисто-терригенная пачка. Здесь в ее



**Рис. 3.** Схема геологического строения северо-восточной части гор Зербкызыл. Составлена с использованием данных С.Г. Самыгина и М.А. Оренбургского. Положение рис. 3 см. на рис. 2

1 – кайнозойские отложения; 2–5 – среднекембрийско-лланвирийский комплекс: 2–4 – карбонатно-кремнисто-туфогенная толща, пачки (2 – туфогенная, 3 – кремнисто-терригенная, 4 – терригенно-карбонатная), 5 – вулканогенно-осадочные толщи амгинского яруса; 6 – разрывные нарушения; 7 – элементы залегания; 8 – изученные разрезы кремнисто-терригенной пачки; 9 – местонахождение органических остатков: а – конодонтов, б – трилобитов (по данным М.А. Оренбургского и др., 1966 г.)

нижней части присутствуют тонко переслаивающиеся серые кремни и фтаниты с линзами и тонкими (до 0.3 м) горизонтами серых известняков и алевролитов, в верхах известняки исчезают. Далее разрез наращивается зеленовато-бурыми тонкослоистыми алевролитами мощностью 25 м. Общая мощность этого фрагмента составляет 70 м. В нижней части разреза из кремней собраны спикулы губок и конодонты (ZK01-4) *Phakelodus tenuis* (Müller), *Coelocerodontus bicostatus* van Wamel, *Variabiliconus* sp. тремадокского возраста; в средней части, как из линз известняков, так и из кремней, выделены разнообразные беззамковые брахиоподы, остракоды, спикулы губок, конодонты (ZK01-2, ZK01-08) *Coelocerodontus bicostatus* van Wamel, *Phakelodus tenuis* (Müller), *Phakelodus elongatus* (An), *Rossodus* cf. *R. manitouensis* Repetski & Ethington, *Variabiliconus bassleri* (Furnish), *Mamillodus* sp., *Viirodus* sp. зоны *Cordylodus angulatus* – *Rossodus manitouensis* верхов тремадокского яруса; в самом верхнем горизонте фтанитов собраны спикулы губок, обломки беззамковых брахиопод и конодонты (ZK01-11) *Drepanodus arcuatus* Pander, *Prioniodus* cf. *P. gilberti* Stouge & Bagnoli, *Variabiliconus* sp., *Coelocerodontus bicostatus* van Wamel, *Drepanoistodus* sp., *Gapparodus* sp. зоны *Paroistodus proteus* самых верхов тремадокского яруса.

Кремнисто-терригенный разрез наращивается пачкой зеленых слабослоистых алевролитов мощностью 150–200 м, выше которых залегают переслаивающиеся зеленые и красные туфоалевролиты, туфопесчаники, ту-



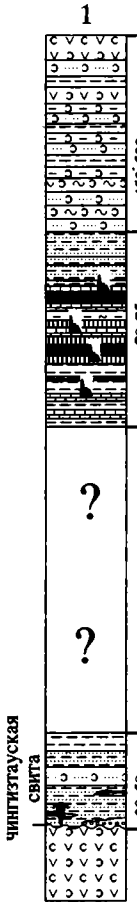
## Кан-Чингизская

## Зербкызыл-Кадырская

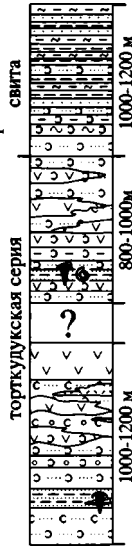
кембрийская		ордовикская		система
средний	верхний	нижний	средний	отдел
амгинский	майский	тремадокий	аренигский	ярус
			лланвирнский	

северо-восток  
гор Зербкызыл

окрестности  
горы Атей и  
ур. Нурбай



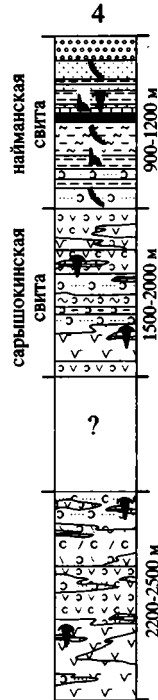
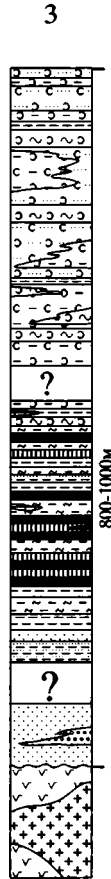
сарышокская свита



торктулукская серия

северо-восточные  
предгорья  
хр. Кан-Чингиз

район гор  
Карагутуй,  
Сарышоки,  
ур. Найман



руч. Карлыбулак,  
гора Мамат

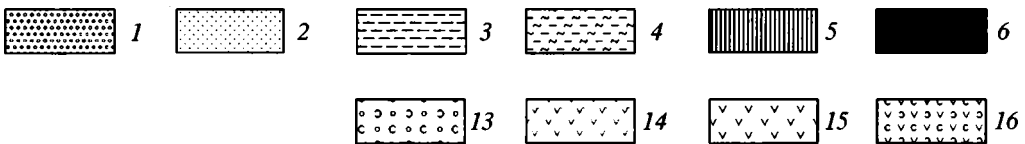
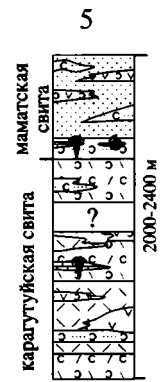
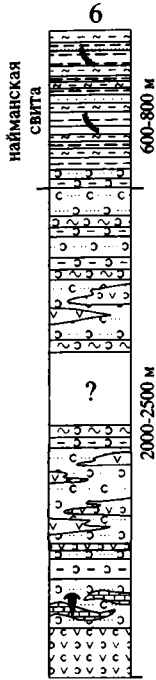


Рис. 4. Схема сопоставления разрезов среднего кембрия – лланвирна в различных пластинах Центрально-Чингизской зоны. Положение разрезов см. на рис. 2

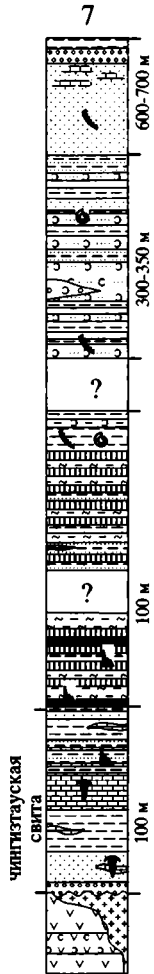
1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – кремнистые алевролиты; 5 – кремни; 6 – фтаниты; 7 – яшмы; 8 – глинистые яшмы; 9 – известняки; 10 – туфоалевролиты; 11 – кремнистые туффиты; 12 – туфо-песчаники; 13 – туфоконгломераты; 14 – андезибазальты; 15 – андезиты; 16 – туфы андезитового состава;

# Кольдененская

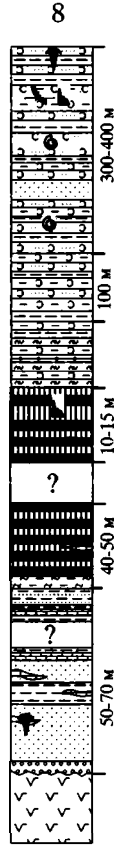
междуречье  
Кольденен - Мукур



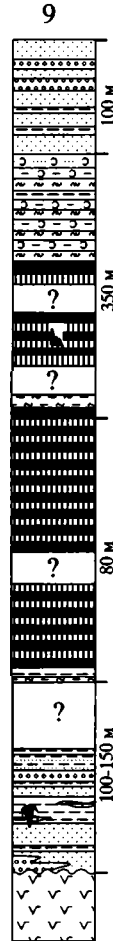
правобережье  
р. Копа



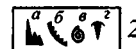
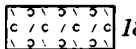
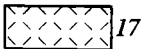
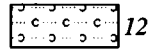
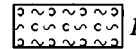
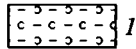
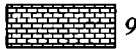
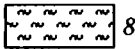
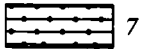
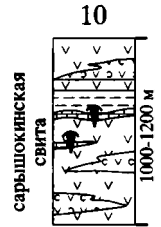
междуречье  
Копа-Томараш



левобережье  
р. Томараш



междуречье  
Копа-Намас



17 – риолиты; 18 – туфы риолитового состава; 19 – гранитоиды; 20 – местонахождения органических остатков: а – конодонтов, б – граптолитов, в – брахиопод, г – трилобитов

Разрезы составлены: 1 – по данным авторов; 2 – по: [Лялин и др., 1964; Самыгин и др., 1969]; 3 – по материалам авторов, А.Г. Денисюка и др., 1970 г.; 4, 5 – по: [Самыгин и др., 1969; Никитин, 1972]; 6 – по: [Самыгин и др., 1969]; 7–9 по данным авторов и по: [Дегтярев и др., 1999]; 10 – по данным М.А. Оренбургского и др., 1966 г.

	система
ордовикская	отдел
нижний	ярус
тремадокский	кондонговые зоны
<i>Cordylodus angulatus</i>	<i>Rossodus manitouensis</i>
	<i>Prioniodus cf. P. gilberti</i>

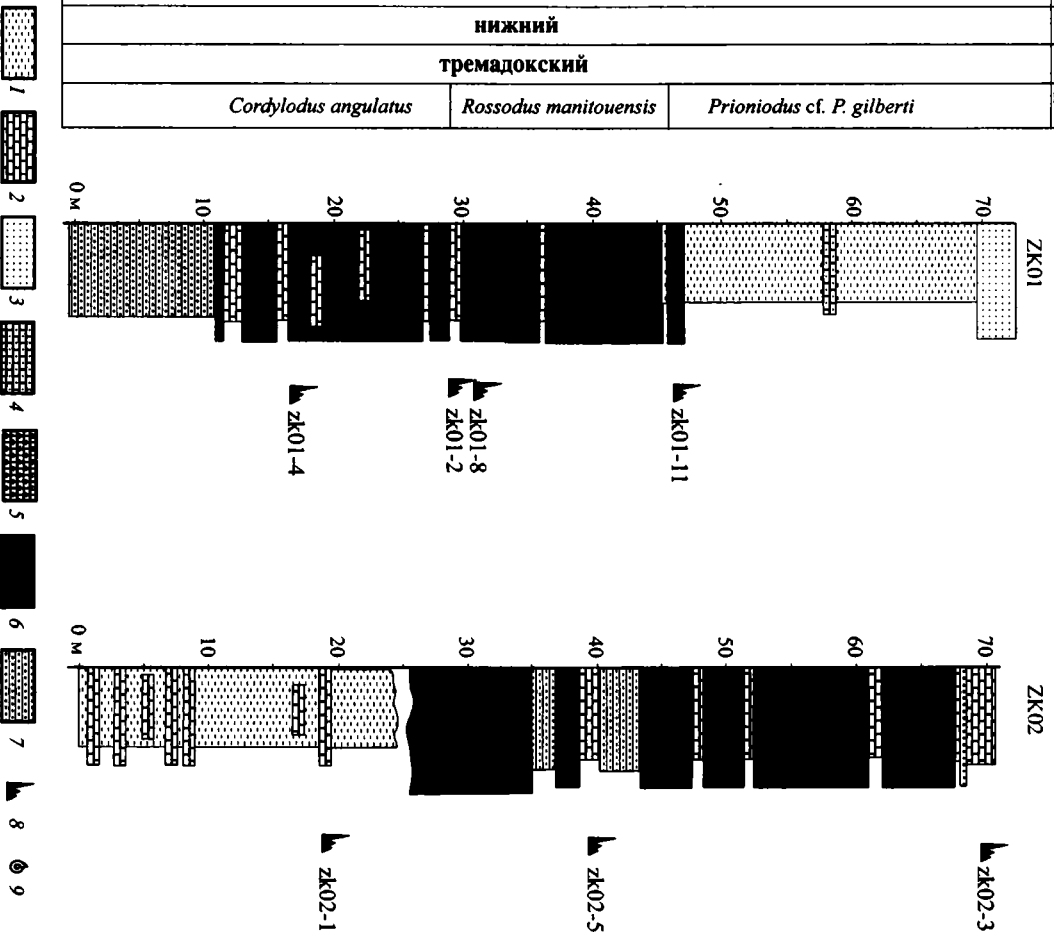


Рис. 5. Детальные разрезы карбонатно-кремнисто-туфогенной толщи в северо-восточной части гор Зербкызыл. Положение разрезов см. на рис. 3

Условные обозначения к рис. 5 и 7

1 – алевролиты; 2 – известняки; 3 – песчаники с известконистым туфогенной толщи в северо-восточной части гор Зербкызыл. Положения разрезов см. на рис. 3  
 4 – известняки с известконистым туфогенной толщи в северо-восточной части гор Зербкызыл. Положения разрезов см. на рис. 3  
 5 – карбонатные брекчи с известковистым цементом; 6 – Кремни и флангиты; 7 – Кремнистые алевролиты; 8, 9 – местонахождения органических остатков: 8 – конолонгов, 9 – брахиолон

фы и туфобрекчии среднего состава мощностью до 300 м (см. рис. 4). Характерной особенностью этой пачки, слагающей ядро синклинали складки, является присутствие в туфогенных породах градационной слоистости и подводно-оползневых текстур. Породы кремнисто-терригенной и туфогенной пачек широко распространены в западной части гор Зербкызыл, где они, наряду с вулканитами среднего кембрия и образованиями верхнекембрийско-лланвирнского комплекса, образуют сложную чешуйчато-надвиговую структуру (см. рис. 2).

Таким образом, в карбонатно-кремнисто-туфогенном разрезе гор Зербкызыл фаунистически охарактеризованы только карбонатно-терригенная и кремнисто-терригенная пачки. В первой содержатся трилобиты майского яруса (низы разреза) и конодонты тремадока, а во второй – конодонты второй половины тремадока. При этом не обнаружено пород, содержащих позднекембрийские органические остатки, что может объясняться слабой обнаженностью и сильной тектонизацией терригенно-карбонатной пачки, не позволивших выделить из линз известняков в верхнекембрийской части разреза каких-либо органических остатков. Верхняя туфогенная пачка не имеет фаунистической характеристики и по положению в разрезе может относиться к аренигу – раннему лланвирну(?). Общая мощность карбонатно-кремнисто-туфогенной толщи в горах Зербкызыл не превышает 500 м.

Вулканогенно-туфогенный комплекс верхнего кембрия – нижнего ордовика распространен в юго-западной части рассматриваемой пластины – в окрестностях гор Атей и урочища Нурбай (см. рис. 2). Для верхнекембрийско-тремадокской части разреза (торткудукская серия) характерно преобладание эффузивов и туфов андезитового и андезибазальтового состава с прослоями и линзами вулканогенно-обломочных пород и известняков, содержащих трилобитов и брахиопод [Лялин и др., 1964; Самыгин и др., 1969]. Эти образования с постепенным переходом сменяются преимущественно осадочным разрезом (полимиктовые песчаники и кремнистые алевролиты с редкими прослоями туфов и потоками эффузивов андезитового состава), который по стратиграфическому положению относится к аренигскому ярусу (см. рис. 4, разрез 2). Общая мощность верхнекембрийско-нижнеордовикского вулканогенно-осадочного комплекса Зербкызыл-Кадырской пластины составляет 2500–3000 м.

Значительная часть Зербкызыл-Кадырской пластины перекрыта среднеордовикскими образованиями. Разрез среднего ордовика начинается толщей эффузивов андезитового и андезибазальтового состава, содержащих линзы известняков с органическими остатками позднего лланвирна (абаевская свита) [Никитин, 1972]. Выше залегает зеленоцветная флишоидная толща, содержащая редкие линзы известняков с брахиоподами раннего кардока (А.Г.Денисюк и др., 1970 г.).

### **Кан-Чингизская пластина**

Комплексы, слагающие эту пластину, занимают большую часть Центрально-Чингизской зоны и распространены в хребте Кан-Чингиз, его северо-восточных предгорьях, а также в окрестностях гор Карагутуй, Мамат, Сарышоки (см. рис. 2). Среднекембрийско-лланвирнский комплекс обна-

жен в северо-западной части хребта Кан-Чингиз и его северо-восточных предгорьях и изучен еще недостаточно. Здесь к образованиям амгинского возраста относятся эффузивы, туфы и вулканогенно-осадочные породы андезитового и андезибазальтового состава с редкими линзами известняков, содержащих остатки трилобитов [Геология..., 1962]. Эти породы прорваны среднекембрийским Кан-Чингизским гранодиорит-гранитным массивом [Геология и металлогения ..., 1977].

Более молодые образования рассматриваемого комплекса обнажены в северо-восточных предгорьях хребта Кан-Чингиз, где широко распространена кремнисто-туфогенно-терригенная толща, залегающая на эффузивах среднего кембрия (см. рис. 2 и 4, разрез 3). В низах ее разреза выделяется терригенная пачка, которая сложена известковистыми песчаниками, алевролитами и вулканомиктовыми конгломератами с известковистым цементом. Породы этой пачки, мощность которой составляет более 100 м, интенсивно ожелезнены и прорваны многочисленными дайками среднего состава. Выше залегает кремнисто-терригенная пачка, состоящая из тонкослоистых фтанитов и темно-серых кремнистых алевролитов, среди которых присутствуют небольшие (до 0.5 м) линзы серых слоистых песчаных известняков. Мощность пачки составляет 50–70 м. Основные площади в северо-восточных предгорьях хребта Кан-Чингиз занимает туфогенно-терригенная пачка. Ее разрез начинается с серых и зеленовато-серых кремнистых алевролитов, известковистых алевролитов и туффитов, среди которых присутствуют редкие маломощные (0.5–0.7 м) прослои серых слоистых известняков с обломками эффузивов среднего состава. Далее разрез пачки наращивается часто переслаивающимися кремнистыми алевролитами, туффитами, вулканомиктовыми и туфогенными песчаниками, составляющими основную часть разреза пачки, мощность которой достигает нескольких сот метров. Поиски органических остатков в различных породах кремнисто-туфогенно-терригенной толщи в этом районе пока не привели к положительным результатам. Однако сходство ее структурного положения и строения с аналогичными разрезами в других пластинах позволяет предположить, что и в Кан-Чингизской пластине возраст этой толщи охватывает широкий возрастной диапазон от конца среднего кембрия до раннего ордовика.

Верхнекембрийско-лланвирнский комплекс представлен разнообразными вулканогенно-осадочными толщами, стратотипические разрезы которых описаны именно в пределах Кан-Чингизской пластины [Геология ..., 1972; Никитин, 1972]. Верхнекембрийско-тремадокские образования представлены разрезами нескольких типов. В центральной части пластины (окрестности гор Карагутуй, Сарышоки) разрез верхнего кембрия (карагутуйская свита) начинается с эффузивов, туфов и вулканогенно-осадочных пород андезитового состава с прослоями и линзами известняков с трилобитами и брахиоподами средней части позднего кембрия. Далее разрез наращивается эффузивами и туфами риолитового состава и вулканогенно-обломочными породами с отдельными прослоями туфов и потоками лав андезитового состава, а также редкими линзами известняков с трилобитами верхней части позднего кембрия (см. рис. 4, разрез 4) [Геология ..., 1962; Самыгин и др., 1969].

Северо-восточнее – в среднем течении руч. Карлыбулак и в окрестностях горы Мамат – в разрезе верхнего кембрия преобладают риолиты, лавобрек-

чии и туфы кислого состава, содержащие прослой туфов андезитового состава, вулканогенно-обломочных пород и известняков с трилобитами верхней части позднего кембрия [Геология ..., 1962; Самыгин и др., 1969]. В этом районе верхнекембрийский разрез наращивается толщей полимиктовых и туфогенных песчаников с отдельными потоками эффузивов и прослоями туфов андезитового состава (маматская свита). В основании этой толщи встречаются линзы известняков с трилобитами и брахиоподами раннего тремадока (см. рис. 4, разрез 5) [Геология ..., 1962; Никитин, 1972]. Общая мощность разреза верхнего кембрия – тремадока достигает 2000–2500 м.

Нижний ордовик в рассматриваемом районе представлен толщей эффузивов, туфов и лавобрекчий андезитового состава с прослоями и линзами вулканогенно-обломочных пород, песчаников, кремнистых алевролитов и известняков, содержащих остатки трилобитов раннего аренига (сарышокинская свита) [Никитин, 1972]. Мощность нижнеордовикской вулканогенно-осадочной толщи достигает 1500–2000 м (см. рис. 4, разрез 4).

В юго-восточной части пластины (междуречье Кольденен и Мукур) верхнекембрийско-нижнеордовикский разрез образован мощной вулканогенно-осадочной толщей, в составе которой, наряду с эффузивами и туфами андезитового и андезибазальтового состава, широко распространены мелкообломочные туфотерригенные и туфогенно-кремнистые породы (см. рис. 4, разрез б). В низах разреза здесь присутствуют мощные линзы известняков с трилобитами позднего кембрия [Лялин и др., 1964; Самыгин, 1982]. Мощность этого типа разреза достигает 2200–2500 м.

В северо-западной части Кан-Чингизской пластины вулканогенные толщи верхнего кембрия – нижнего ордовика прорваны диорит-гранодиоритовыми массивами раннеордовикского чаганского комплекса (см. рис. 2) [Геология и металлогения ..., 1977].

Разнофациальные нижнеордовикские образования согласно перекрываются кремнисто-терригенной толщей (найманская свита). Она сложена тонкослоистыми тефроидами, туффитами, полевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками (низы разреза), кремнистыми туфопелитами, известковистыми туффитами, известняками и радиоляриевыми фтанитами (середина разреза). Верхи найманской свиты образованы грубозернистыми песчаниками и крупногалечными конгломератами (рис. 4, разрез 4). Ее мощность составляет 900–1200 м. По всему разрезу свиты собраны граптолиты, конодонты и трилобиты позднего аренига и раннего лланвирна [Никитин, 1972; Орлова, 1993].

Вулканогенно-осадочные толщи верхнего кембрия – нижнего лланвирна имеют сложную чешуйчато-надвиговую структуру, элементы которой наиболее четко установлены в обрамлении Сарышокинского гранитного массива [Самыгин, 1990].

В северо-западной части Кан-Чингизской пластины верхнекембрийские вулканогенно-осадочные породы и гранитоиды чаганского комплекса трансгрессивно перекрываются тефрогенными и флишоидными толщами лландейло – нижнего карадока, содержащими вблизи основания мощный горизонт водорослевых известняков (бестамакская и саргалдакская свиты) [Никитин, 1972].

## Кольдененская пластина

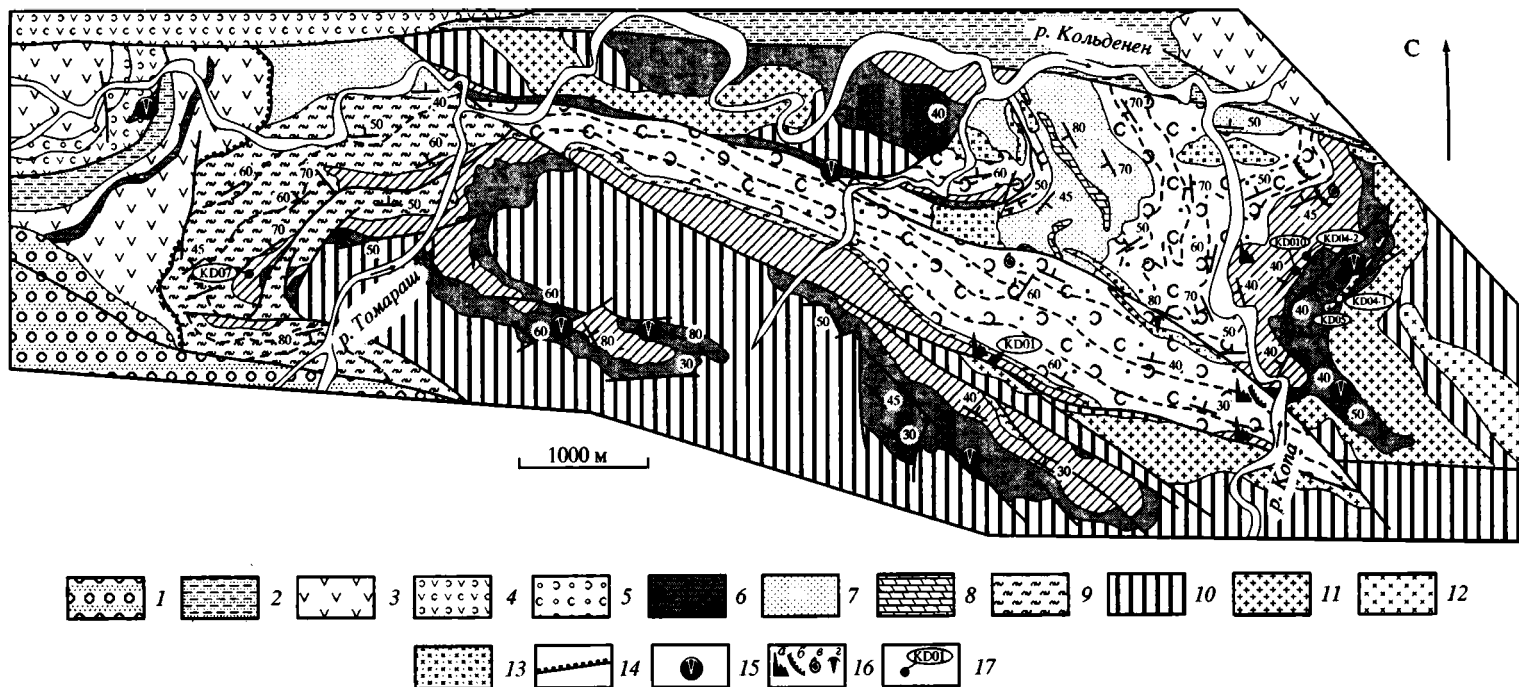
Комплексы этой пластины занимают южную и юго-восточную части Центрально-Чингизской зоны. Здесь широко распространены и детально изучены толщи среднекембрийско-лланвирнского комплекса, а верхнекембрийско-лланвирнские образования представлены только нижнеордовикскими вулканогенными породами, слагающими небольшие тектонические чешуи (см. рис. 2).

Вулканогенно-осадочные толщи амгинского возраста слагают ядра нескольких антиклиналей (см. рис. 2). В низах разреза здесь преобладают андезиты с прослоями их туфов и отдельными потоками дацитов, выше залегают эффузивы и туфы риолитового и риодацитового состава с редкими прослоями туфов андезитов и линзами известняков с трилобитами раннеамгинского возраста [Геология ..., 1972]. Верхнеамгинские фаунистически охарактеризованные разрезы образованы риолитовыми, риодацитовыми и дацитовыми лавами, туфами, лавобрекчиями и туфоконгломератами с прослоями кремнистых алевролитов, туффитов, туфосилицитов и линзами песчаных известняков с трилобитами и акритархами [Геология ..., 1972; Гришина, Кленина, 1983]. Мощность среднекембрийского вулканогенного разреза достигает 1500 м. С вулканическими сериями тесно связаны прорывающие их среднекембрийские Кольдененский и Мукурский гранодиорит-плагиогранитные массивы [Геология ..., 1962; Геология и металлогения ..., 1977].

Амгинские вулканогенно-осадочные породы и прорывающие их гранитоиды несогласно перекрываются карбонатно-кремнисто-туфогенной толщей. Ее изучение по правым притокам р. Кольденен – рекам Копа и Томараш позволило выделить в разрезе толщи карбонатно-терригенную, кремнисто-терригенную, туфогенно-терригенную и терригенную пачки и обосновать их возраст [Дегтярев и др., 1999]. В 2003 г. были получены новые данные о возрасте и особенностях строения нескольких пачек, которые значительно уточняют более ранние построения.

В этом районе карбонатно-кремнисто-туфогенная толща слагает восточное и южное крылья синклиальной складки (рис. 6). Большую роль в структуре здесь играют продольные и поперечные малоамплитудные, преимущественно субвертикальные разрывные нарушения, которые не позволяют описать непрерывный разрез всей толщи. Поэтому сводный разрез был составлен по отдельным, хорошо обнаженным фрагментам.

На правом берегу р. Копа по фрагментам можно реконструировать весь разрез карбонатно-кремнисто-туфогенной толщи, которая с несогласием залегает на гранитах Кольдененского массива (рис. 7; см. рис. 4, разрез 7). В низах разреза выделяется терригенно-карбонатная пачка, низы которой сложены кварц-полевошпатовыми песчаниками и гравелитами. Выше залегают зеленые известковистые алевролиты с тонкими линзами и горизонтами серых известняков, мощностью около 30 м. Далее разрез пачки нарастает серыми слоистыми пелитоморфными известняками (10 м), выше которых залегают зеленые и бордовые известковистые алевролиты и мелкозернистые песчаники с прослоями карбонатных конкреций мощностью 20 м, а еще выше – розовые и серые органогенные и органогенно-обломочные известняки мощностью 15 м.

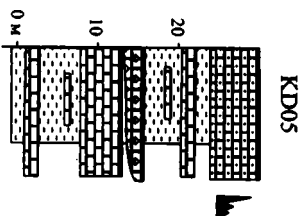
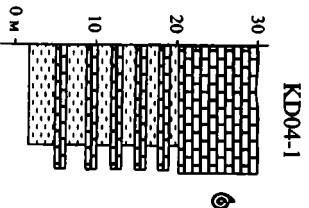
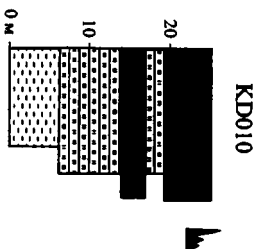
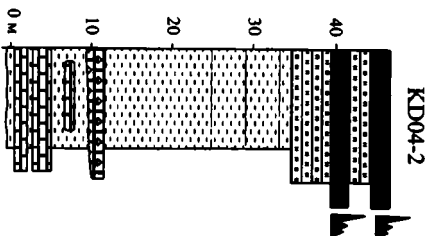
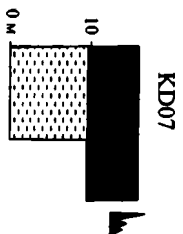


**Рис. 6.** Схема геологического строения среднего течения р. Кольденен. Составлена с использованием данных: [Дегтярев и др., 1999]. Положение рис. 6 см. на рис. 2

1 – песчаники и конгломераты верхнего ордовика; 2–6 – верхнекембрийско-ланвирский комплекс: 2 – кремнистые алевролиты и песчаники найманской свиты, 3–6 – сарыпокинская свита (3 – андезиты, 4 – туфы андезитов, 5 – туфоконгломераты, 6 – известняки); 7–10 – среднекембрийско-ланвирский комплекс: 7 – терригенная пачка, 8 – глыбы и отторженцы известняков в терригенной пачке, 9 – вишневые и зеленые кремнистые алевролиты и туффиты, 10 – вулканогенно-осадочные толщи среднего кембрия; 11, 12 – Кольдененский массив: 11 – граниты, 12 – гранодиориты; 13 – позднеордовикские (?) диориты; 14 – надвиги; 15 – местонахождения трилобитов (по М.А. Оренбургскому и др., 1966 г.); 16 – местонахождения органических остатков (по: [Дегтярев и др., 1999]); а – конодонтов, б – граптолитов, в – брахиопод, г – трилобитов; 17 – положение изученных разрезов терригенно-карбонатной и кремнисто-терригенной пачек. Остальные условные обозначения см. на рис. 3



<b>кембрийская</b>		<b>ордовикская</b>	<b>система</b>
<b>средний</b>	<b>верхний</b>	<b>нижний</b>	<b>отдел</b>
<b>майский</b>		<b>тремадокский</b>	<b>ярус</b>
	<i>Eoconodontus notchpeakensis</i>		<b>КОНОДОНТОВЫЕ зоны</b>



В известняках собраны беззамковые брахиоподы и трилобиты майского яруса среднего кембрия [Геология..., 1972; Дегтярев и др., 1999]. Известняки перекрываются горизонтом осадочных брекчий изменчивой (до 0.2 м) мощности, состоящим из слабо окатанных обломков серых пелитоморфных известняков, выше которых залегают зеленые известковистые алевролиты и мелкозернистые песчаники с тонкими (до 0.1 м) линзами и прослоями серых известняков, мощностью 25–30 м. В известняках собраны спикулы губок и конодонты (KD05) *Phakelodus tenuis* (Müller), *Prooneotodus gallatini* (Müller), *P. rotundatus* (Druce & Jones), *Phakelodus elongatus* (An), "*Proacontiodus*" *sagittalis* Dubinina, *Furnishina primitiva* Müller, *Coelocerodontus bicostatus* van Wamel позднего кембрия.

За небольшим продольным разломом обнажается верхняя часть карбонатно-терригенной пачки, в строении которой участвуют зеленые известковистые алевролиты и мелкозернистые песчаники с тонкими прослоями и линзами серых пелитоморфных известняков и горизонтами карбонатных брекчий, выше количество карбонатных прослоев постепенно сокращается, а затем они исчезают из разреза. Мощность этого фрагмента составляет 35–40 м. В верхних 10 м этого разреза среди алевролитов появляются линзы и прослои фтанитов, количество и мощность которых постепенно возрастают к границе с кремнисто-терригенной пачкой. Во многих пересечениях хорошо обнажен контакт карбонатно-терригенной и кремнисто-терригенной пачек. Породы последней широко распространены на правом берегу р. Копа, где они представлены тонко переслаивающимися серыми, серо-зелеными, желтыми, черными кремнями, фтанитами и алевролитами с редкими маломощными (0.3–0.5 м) линзами серых известняков. Мощность кремнисто-терригенной пачки здесь не превышает 100 м. Органические остатки в породах кремнисто-терригенной пачки на правом берегу р. Копа обнаружены только в самых низах разреза, где во фтанитах были собраны спикулы губок и конодонты (KD04-2, KD010) *Phakelodus tenuis* (Müller), *Muellerodus* sp., *Prooneotodus rotundatus* (Druce & Jones), *P. gallatini* (Müller), "*Proacontiodus*" *sagittalis* Dubinina, *Coelocerodontus bicostatus* van Wamel позднего кембрия (предположительно зона *Hirsutodontus ani*).

Контакт кремнисто-терригенной и туфогенно-терригенной пачек также хорошо обнажен на правом берегу р. Копа, где на фтанитах и кремнистых алевролитах залегают маломощный (10 м) горизонт черных листоватых алевролитов и мелкозернистых песчаников, содержащих многочисленные остатки беззамковых брахиопод, примитивных членистоногих (филлокарид и кариокарид), редких граптолитов и конодонтов раннего ордовика [Дегтярев и др., 1999]. Далее разрез пачки наращивается переслаивающимися туфогенными песчаниками, алевролитами, туффитами, кремнистыми туффитами, тефроидами с линзами туфогенных и вулканомиктовых конгломератов. В алевролитах часто присутствуют карбонатные конкреции. Мощность пачки достигает 300–350 м. В низах разреза этой пачки в алевролитах собраны граптолиты аренигского возраста [Дегтярев и др., 1999].

←  
Рис. 7. Детальные разрезы карбонатно-кремнисто-туфогенной толщи в среднем течении р. Кольденен. Положение разрезов см. на рис. 6

Условные обозначения см. на рис. 5

На левом берегу р. Копа строение карбонатно-кремнисто-туфогенной толщи несколько изменяется, а ее сводный разрез также может быть восстановлен только по фрагментам. Здесь толща залегает на эффузивах амгинского возраста (см. рис. 4, разрез 8 и рис. 6). В составе терригенно-карбонатной пачки преобладают различные терригенные породы – вулканомиктовые конгломераты, известковистые песчаники и алевролиты с редкими линзами и прослоями песчаных известняков. Мощность пачки составляет 50–70 м. В разрезе кремнисто-терригенной пачки выделяются две части: низы сложены тонко переслаивающимися серыми и зеленовато-серыми кремнями, фтанитами, кремнистыми алевролитами и алевролитами с редкими тонкими (0.1 м) линзами серых известняков, а верхи образованы чередующимися мощными (до 1 м) горизонтами серых и желтых кремней. Общая мощность пачки достигает 40–50 м. В одном из фрагментов, где обнажена лишь самая верхняя часть кремнисто-терригенной пачки, сложенная серыми и желтыми слоистыми кремнями мощностью не более 10–15 м, собраны конодонты (KD-01) *Coelocerodontus* cf., *C. bicosatus* (van Wamel), *Phakelodus tenuis* (Müller), *Prooneotodus rotundatus* (Druce & Jones), “*Barnesodus*” *planus* Dubinina, *Proconodontus* sp. верхов позднего кембрия. Выше залегают переслаивающиеся зеленые и вишневые алевролиты и туфоалевролиты (7–10 м), которые слагают низы разреза туфогенно-терригенной пачки. Ее основная часть образована туфопесчаниками, тефроидами, кремнистыми алевролитами, туффитами, алевролитами и песчаниками, содержащими карбонатные конкреции. В этих породах на левом берегу р. Копа в нескольких точках собраны беззамковые брахиоподы, трилобиты, граптолиты и конодонты среднего–позднего аренига [Дегтярев и др., 1999]. Мощность туфогенно-терригенной пачки на левом берегу р. Копа превышает 500 м.

Разрез карбонатно-кремнисто-туфогенной толщи завершает терригенная пачка, слагающая ядро синклиальной складки и сложенная кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами. В верхах разреза присутствуют глыбы известняков с крупными остатками криноидей. Органических остатков в породах этой пачки не обнаружено, а ее возраст определяется по положению в разрезе как позднеаренигско-раннелланвирнский. Мощность пачки достигает нескольких сот метров.

Таким образом, в разрезах, расположенных на берегах р. Копа, возраст терригенно-карбонатной пачки устанавливается как майский ярус – первая половина позднего кембрия; кремнисто-терригенной пачки – как вторая половина позднего кембрия; туфогенно-терригенной пачки – как тремадок – верхи аренига; терригенной пачки – как самые верхи аренига – низы лланвирна.

В 5 км западнее долины р. Копа на левом берегу р. Томараш в строении и составе карбонатно-кремнисто-туфогенной толщи происходят некоторые изменения. Здесь она слагает северное крыло и периклинальное замыкание небольшой антиклинали (см. рис. 6). Разрез толщи нарушен серией взбросов, по которым происходит повторение одних и тех пачек, поэтому может быть описан по фрагментам.

Ядро антиклинали сложено эффузивами низов среднего кембрия, выше которых залегает терригенно-карбонатная пачка, обнаженная фрагментарно. В ее составе преобладают крупногалечные конгломераты с карбонат-

ным цементом, в обломках присутствуют эффузивы среднего состава и серые пелитоморфные известняки. Кроме конгломератов, в разрезе пачки значительную роль играют известковистые песчаники и алевролиты. Ее мощность составляет 50–70 м. В 2.5 км юго-восточнее, на правом берегу р. Томараш, в известняках собраны трилобиты майского яруса среднего кембрия (М.А. Оренбургский, 1967 г.).

Контакт терригенных пород с вышележащей кремнисто-терригенной пачкой осложнен взбросами. Эта пачка сложена серыми, желтыми кремнями, фтанитами, кремнистыми алевролитами с редкими прослоями углеродистых алевролитов. В отличие от юго-восточных разрезов (район р. Копа) здесь среди кремнистых пород отсутствуют линзы известняков. Кремнистые породы на замыкании смяты в небольшие дисгармоничные складки, а на северном крыле слагают моноклираль. Мощность кремнисто-терригенной пачки можно оценить лишь приблизительно в 50–80 м (см. рис. 7). В одном из прослоев серых кремней, обнаженных на периклинальном замыкании, собраны конодонты (*KD07*) *Drepanoistodus* cf. *D. forceps* Lindström, *Cornuodus longibasis* (Lindström), *Coelocerosodus bicostatus* van Wamel, *Variabiliconus* sp., *Phakelodus tenuis* (Müller) самых верхов тремадока и, возможно, низов аренига.

На основании находок органических остатков и по сопоставлению с разрезами юго-восточной части Кольдененской пластины, можно предположить, что на левом берегу р. Томараш терригенно-карбонатная пачка имеет майско-позднекембрийский возраст, а кремнисто-терригенная – позднекембрийско-тремадокский.

Таким образом, на левом берегу р. Томараш, по сравнению с разрезами на р. Копа, происходит расширение возрастного интервала кремнисто-терригенной пачки, который здесь включает и тремадок.

Выше с постепенным переходом залегает туфогенно-терригенная пачка, которая сложена зелеными и вишневыми туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами и кремнистыми алевролитами, лишенными карбонатных прослоев и конкреций. Мощность этой пачки более 250 м (см. рис. 4, разрез 9). Разрез завершает терригенная пачка, состоящая из известковистых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов мощностью около 100 м. Возраст туфогенно-терригенной и терригенной пачек в разрезах на левом берегу р. Томараш по положению в разрезе принимается аренигско-раннелланвирнским.

Образования верхнекембрийско-лланвирнского комплекса распространены на небольшой площади в юго-западной части Кольдененской пластины. Здесь выявлены только нижнеордовикские вулканогенные породы, надвинутые на карбонатно-кремнисто-туфогенные разрезы среднекембрийско-лланвирнского комплекса (см. рис. 2). В строении нижнеордовикских разрезов на левом берегу р. Томараш и в междуречье Копа–Намас участвуют эффузивы и туфы андезитового состава с прослоями и линзами вулканогенно-осадочных пород, кремнистых алевролитов и серых пелитоморфных известняков (см. рис. 4, разрез 10). В известняках собраны трилобиты раннего аренига (М.А. Оренбургский, 1966 г.). Мощность нижнеордовикского вулканогенного разреза в Кольдененской пластине не превышает 1000–1200 м. По составу, строению и возрасту он соответствует сарышокинской свите Кан-Чингизской пластины.

## КОСЫЕ СДВИГИ В СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-ЧИНГИЗСКОЙ ЗОНЫ

Рассмотрение пространственного положения различных типов кембрийско-среднеордовикских образований Центрально-Чингизской зоны показывает, что во всех пластинах толщи обоих комплексов имеют близкие строение, состав и возрастной диапазон. В строении среднекембрийско-ланвирнского комплекса участвуют амгинская вулканогенно-осадочная и майско-ланвирнская карбонатно-кремнисто-туфогенная толщи, в разрезе последней выделяются карбонатно-терригенная (майский ярус – верхний кембрий), кремнисто-терригенная (верхний кембрий – тремадок), туфо-терригенная (тремадок–арениг) и терригенная (верхи аренига – низы лланвирна) пачки. В составе верхнекембрийско-ланвирнского комплекса выделяются вулканогенные и вулканогенно-осадочные (верхний кембрий – низы аренига), туфогенно-терригенные (арениг) и кремнисто-терригенные (верхи аренига – низы лланвирна) толщи (см. рис. 4). Во всех пластинах комплексы имеют только тектонические взаимоотношения друг с другом. При этом верхнекембрийско-ланвирнские вулканогенно-осадочные образования надвинуты на различные толщи среднекембрийско-ланвирнского комплекса.

Анализ общей структуры Центрально-Чингизской зоны показывает, что при ее пересечении с северо-запада на юго-восток трижды повторяются одни и те же комплексы, имеющие друг с другом одинаковые взаимоотношения. Это дает основание предположить, что выделенные в этой зоне Зербкызыл-Кадырская, Кан-Чингизская и Кольдененская пластины являются сдвиговыми, формирование которых связано с нарушением структуры Центрально-Чингизской зоны несколькими косыми правыми сдвигами. Каждая из пластин еще до образования косых сдвигов имела сложную чешуйчато-надвиговую структуру, в которой участвовали среднекембрийско-ланвирнский и верхнекембрийско-ланвирнский комплексы. Косые сдвиги существенно усложнили структуру зоны и привели к неоднократному дублированию на площади одних и тех же кембрийско-раннеордовикских комплексов. В строении сдвиговых пластин участвуют только допозднеланвирнские комплексы Центрально-Чингизской зоны, поэтому наиболее вероятным временем формирования сдвигов является середина лланвирна. В течение последующей эволюции Чингизской палеоостроводужной системы границы сдвиговых пластин в большинстве случаев были трансформированы в надвиги и взбросы, а сами пластины в конце палеозоя расчленены правыми сдвигами [Самыгин, 1974].

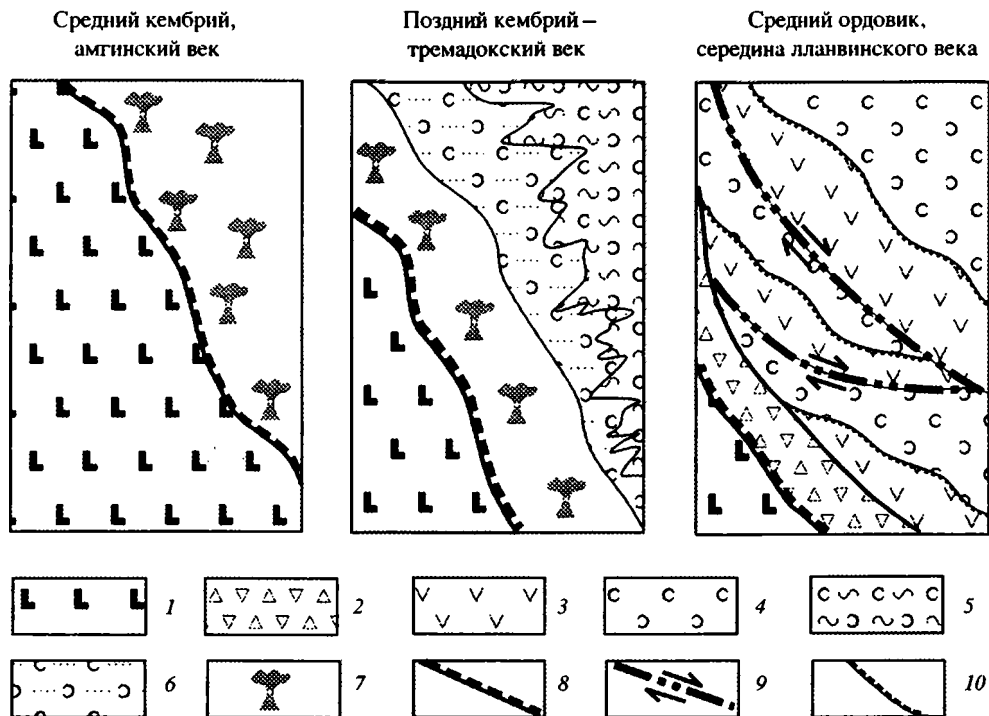
Таким образом, до образования косых сдвигов Центрально-Чингизская зона представляла собой более протяженную и узкую структуру. В дальнейшем в результате дублирования одних и тех комплексов по косым сдвигам произошло существенное сокращение длины и увеличение ширины этой зоны.

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЧИНГИЗСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ В КЕМБРИИ–ЛЛАНВИРНЕ

Исследования среднеордовикско-силурийской эволюции Чингизской островодужной системы показали, что фронтально она была обращена на юго-запад (современные координаты). В течение этого времени в юго-западном направлении происходила проградация фронта островодужного вулканизма, а площадь дуги постепенно увеличивалась за счет причленившихся аккреционных комплексов.

Кембрийско-лланвирнская эволюция Чингизской системы может быть восстановлена только при учете косых сдвигов, установленных в Центрально-Чингизской зоне, нарушивших первичное площадное распространение островодужных комплексов. После снятия сдвигового эффекта в структуре Центрально-Чингизской зоны можно выделить две подзоны, в строении которых участвуют, соответственно, среднекембрийско-лланвирнский и верхнекембрийско-лланвирнский комплексы. Простираения этих подзон, вероятно, были близки северо-западному (современные координаты) простираению всей Центрально-Чингизской зоны. Подзоны различаются возрастом вулканогенных комплексов: в северо-восточной подзоне – амгинский ярус среднего кембрия, а в юго-западной – верхний кембрий – нижний арениг (рис. 8). Следовательно, до появления сдвиговых дуплексов в Центрально-Чингизской зоне в юго-западном направлении происходило омоложение возраста островодужных вулкаников от среднего кембрия до позднего кембрия – раннего ордовика. Верхнекембрийско-нижеордовикскому вулканогенному комплексу юго-западной подзоны соответствует одновозрастный кремнисто-туфоженный комплекс северо-восточной.

Среднекембрийский и верхнекембрийско-нижеордовикский вулканогенные комплексы, сложенные эффузивами и туфами среднего и среднекислого состава с линзами органогенных известняков, имеют большие мощности. Они, вероятно, формировались вблизи осевой зоны вулканической островной дуги. Верхнекембрийско-нижеордовикские кремнисто-туфоженные толщи северо-восточной подзоны перекрывают более древние (среднекембрийские) вулканогенные разрезы; их накопление происходило на определенном удалении от вулканических центров в задуговом бассейне. Этот бассейн образовался после смещения фронта островодужного вулканизма из северо-восточной подзоны в юго-западную. В конце аренига – начале лланвирна вулканизм затухает, происходит постепенное погружение осевой зоны дуги и она перекрывается кремнисто-терригенными толщами, аналогичными таковым в задуговом бассейне. В середине лланвирна верхнекембрийско-нижнелланвирнские вулканогенно-осадочные и кремнисто-терригенные комплексы осевой зоны были сорваны со своего основания и надвинуты на образования задугового бассейна. Была сформирована довольно сложная структура с расчленением комплексов как аллохтона, так и параавтохтона на серию чешуй. Затем тектонически совмещенные комплексы островной дуги и задугового бассейна по системе косых правых сдвигов расчленены на ряд сдвиговых пластин. В результате одни и те же образования оказались трижды повторены на площади (см. рис. 8).



**Рис. 8.** Схематические реконструкции среднекембрийско-среднеордовикской эволюции Чингизской островодужной системы

1 – Джунгаро-Балхашский океанический бассейн; 2 – комплексы среднеордовикской аккреционной призмы; 3, 4 – комплексы фундамента среднеордовикской островной дуги; 3 – островодужные вулканиты верхнего кембрия – нижнего ордовика, 4 – кремнисто-туфогенные комплексы верхнекембрийско-нижнеордовикского задугового бассейна и островодужные вулканиты среднего кембрия; 5, 6 – задуговой бассейн позднего кембрия – раннего ордовика: 5 – дистальные кремнисто-туфогенные толщи, 6 – проксимальные туфотерригенные толщи; 7 – среднекембрийская и позднекембрийско-раннеордовикская вулканические островные дуги; 8 – зона субдукции; 9 – правые сдвиги; 10 – на-двиги

Таким образом, реконструкция среднекембрийско-лланвирского этапа эволюции Чингизской островодужной системы, после снятия сдвигового эффекта, показывает, что в позднем кембрии фронт островодужного вулканизма, по сравнению со средним кембрием, сместился в юго-западном направлении. Смещение фронта, вероятно, происходило в сторону океанического бассейна, следовательно, Чингизская островная дуга в течение кембрия – раннего ордовика, так же, как и в среднем ордовике – раннем силуре, фронтально была обращена на юго-запад, в сторону Джунгаро-Балхашского океанического бассейна (см. рис. 6). Фрагменты кембрийско-раннеордовикской коры этого бассейна присутствуют в составе ордовикско-силурийских аккреционных комплексов Бестамак-Окпектинской, Аркалык-Абралинской, Токайско-Акчатуской и Маялжен-Балкыбекской зон [Дегтярев, 1999]. Характерной особенностью этого этапа эволюции Чингизской системы является редуцированность латерального ряда структур активной окраины. Выявляются комплексы задуг-

гового бассейна, вулканической дуги и бассейна с океанической корой. В то же время, не установлены образования преддуговых флишевых прогибов, а также аккреционные комплексы.

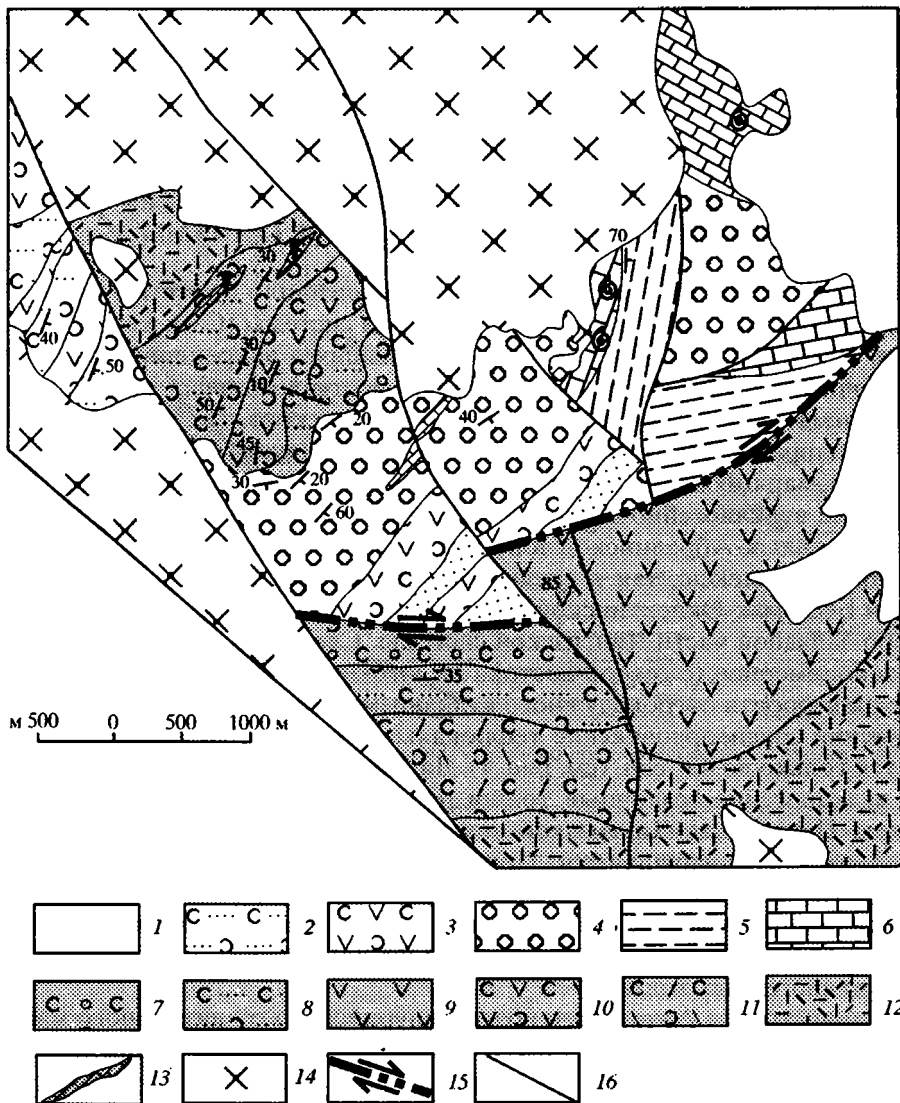
### **РОЛЬ КОСЫХ СДВИГОВ В СРЕДНЕ-ПОЗДНЕОРДОВИКСКОЙ СТРУКТУРЕ ЧИНГИЗСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ**

В конце среднего – позднем ордовике произошло существенное усложнение структуры Чингизской островодужной системы [Самыгин, 1982; Дегтярев, 1999]. В это время за счет причленившихся аккреционных комплексов площадь островной дуги существенно увеличилась, а фронт островодужного магматизма, относительно среднеордовикского, сместился в юго-западном направлении. Возникла невулканическая дуга (Токайско-Акчатауская зона), маркировавшаяся рифогенными известняками (см. рис. 1). Островодужные вулканогенно-осадочные комплексы этого возраста, приуроченные к Аркалык-Абралинской зоне, перекрывают как более древние аккреционные комплексы, так и среднеордовикские тефрогенные и флишевые толщи Бестамак-Окпектинской зоны. Последние широко распространены в северо-западной части Чингизской системы. Следовательно, здесь происходит закономерное (с северо-востока на юго-запад) омоложение возраста и миграция фронта островодужного вулканизма. Однако в юго-восточном направлении среднеордовикские тефроидные и флишевые толщи прослеживаются только до 49° с.ш. (см. рис. 1). Далее на юго-восток верхнеордовикские вулканогенно-осадочные толщи перекрывают уже кембрийские комплексы Центрально-Чингизской зоны, а закономерности, установленные северо-западнее, нарушаются. Причиной этого также мог являться косой правый сдвиг. По этому сдвигу кембрийско-нижеордовикские комплексы Центрально-Чингизской зоны в конце среднего ордовика были выведены во фронтальную часть дуги и в дальнейшем попали в фундамент позднеордовикских вулканогенных толщ.

Юго-восточнее Актасского позднесилурийского гранитоидного массива, на крыле небольшой антиклинали, выявлен небольшой фрагмент косоугольного правого сдвига (рис. 9). Ядро складки сложено кислыми эффузивами верхнего кембрия и вулканогенно-осадочными породами с линзами известняков тремадокского возраста. Эти образования с несогласием перекрываются тефрогенно-флишеидной толщей, в основании которой присутствуют мощные линзы известняков с лландейльскими органическими остатками (бестамакская свита). Юго-восточнее, за крутым разломом северо-восточного простирания, среднеордовикский флиш сменяется верхнекембрийско-нижеордовикскими вулканогенными толщами. Этот разлом, вероятно, представляет собой сохранившийся фрагмент допозднеордовикского косоугольного сдвига. Юго-восточнее этого сдвига флишеидные толщи среднего ордовика не прослеживаются, а сам разлом прорван позднесилурийскими гранитоидами и не нарушен более поздними дислокациями.

Таким образом, увеличение площади Чингизской островодужной системы в позднем ордовике может быть связано не только с причлениением ак-



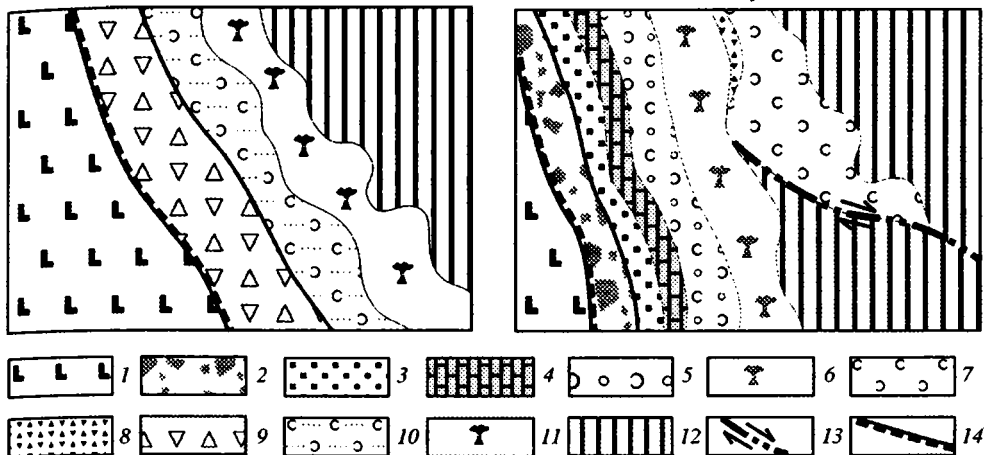


**Рис. 9.** Схема геологического строения района к востоку от горы Мамат. Составлена по материалам И.Ф. Никитина, Н.В. Полянского и В.Н. Киньшакова. Положение рис. 9 см. на рис. 2

1 – кайнозойские отложения; 2–6 – средний ордовик, бестамакская свита: 2 – туфопесчаники, 3 – туфы среднего состава, 4 – конгломераты, 5 – алевролиты и мелкозернистые песчаники, 6 – известняки с брахиоподами среднего ордовика; 7–13 – верхний кембрий – термадокский ярус, торткудукская серия: 7 – конгломераты, 8 – туфопесчаники, 9 – андезиты, 10 – туфы андезитового состава, 11 – туфы риолитового состава, 12 – риолиты, 13 – линзы известняков с трилобитами и брахиоподами раннего тремадока; 14 – позднесилурийские гранодиориты Актасского массива; 15 – досреднекарадокский правый сдвиг; 16 – прочие разрывные нарушения.

Средний ордовик

Поздний ордовик



**Рис. 10.** Схематические реконструкции средне-позднеордовикской эволюции Чингизской островодужной системы

1 – Джунгаро-Балханский океанический бассейн; 2–6 – элементы позднеордовикской островодужной структуры: 2 – аккреционная призма, 3 – преддуговой флишевый прогиб, 4 – невулканическая островная дуга с рифовыми коралловыми постройками, 5 – междуговой прогиб, заполненный туфотерригенными осадками, 6 – вулканическая островная дуга; 7, 8 – среднеордовикские образования фундамента позднеордовикской дуги: 7 – туфотерригенные толщи, 8 – аккреционные комплексы; 9–11 – элементы среднеордовикской островодужной структуры: 9 – аккреционная призма, 10 – преддуговой флишевый прогиб, 11 – вулканическая дуга; 12 – кембрийско-нижнеордовикские комплексы Центрально-Чингизской зоны, являвшиеся частью фундамента средне-позднеордовикских островодужных структур; 13 – правый сдвиг; 14 – зона субдукции

крейниных комплексов, но и с косыми сдвигами, по которым кембрийско-нижнеордовикские комплексы, находившиеся в тыловых частях островной дуги, были переведены во фронтальное положение (рис. 10).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На протяжении кембрия–силура в энсиматической Чингизской островодужной системе происходило формирование континентальной коры, которая к началу девона уже имела значительную мощность. Преобразование океанической коры в кору переходного, а затем континентального типа традиционно связывается с надсубдукционным магматизмом. В то же время, значительную роль в увеличении площадей коры переходного типа в островодужных сооружениях играло приращение аккреционных комплексов, которые затем становились составной частью фундамента дуг и перекрывались более молодыми известково-щелочными вулканитами. К увеличению мощности коры приводило совмещение в тектонических пластинах комплексов различных частей островодужной системы (например, комплексов вулканической дуги и задугового прогиба).

Изучение структуры и особенностей площадного распространения вулканогенно-осадочных и кремнисто-туфогенно-терригенных комплексов Чингизской системы показало, что в ее эволюции значительную роль играли косые сдвиги. Такие сдвиги существенно нарушали латеральный ряд

структур островодужной системы и приводили к выведению комплексов тыловых частей дуги и задугового прогиба во фронтальные. Косые сдвиги, по которым происходило неоднократное дублирование на площади одних и тех же комплексов и структур, привели к существенному увеличению площади и ширины островодужной системы. Поэтому процессы дублирования одинаковых комплексов по косым сдвигам могут рассматриваться в качестве еще одного самостоятельного механизма формирования континентальной коры в долгоживущих островодужных системах.

Учет сдвиговых дуплексов при расшифровке эволюции Чингизской островодужной системы позволил показать, что ее полярность на протяжении среднего кембрия – силура не изменялась. В течение этого времени дуга фронтально была обращена на юго-запад (современные координаты), в сторону Джунгаро-Балхашского палеоокеанического бассейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 03-05-64782, 02-05-65774) и Программы ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту”.

## ЛИТЕРАТУРА

- Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Алма-Ата: Наука, 1977. 160 с.
- Геология СССР. Т. 20: Центральный Казахстан. Ч. 1: Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1972. 532 с.
- Геология Чингизской геантиклинорной зоны (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1962. 168 с.
- Гришина Т.С., Кленина Л.Н. Среднекембрийские микрофоссилии (акритархи) хребта Чингиз // Биостратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия Северной Азии. М.: Наука, 1983. С. 150–158.
- Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 123 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 513).
- Дегтярев К.Е. Эволюция раннепалеозойских островодужных систем востока Казахстана и проблема местоположения палеоокеанического бассейна // Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 43–50.
- Дегтярев К.Е. Положение Актау-Джунгарского микроконтинента в структуре палеозоид Центрального Казахстана // Геотектоника. 2003. № 4. С. 14–34.
- Дегтярев К. Е., Дубинина С.В., Орлова А.Р. Стратиграфия и особенности строения нижнепалеозойского карбонатно-кремнисто-туфогенного комплекса хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 5. С. 93–99.
- Лялин Ю. И., Миллер Е.Е., Никитина Л.Г. Вулканогенные формации Чингизского геантиклинория (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1964. 168 с.
- Никитин И.Ф. Ордовик Казахстана. Ч. 1: Стратиграфия. Алма-Ата: Наука, 1972. 244 с.
- Орлова А.Р. Новые данные о граптолитах и конодонтах найманской свиты (нижний ордовик) хребта Чингиз, Центральный Казахстан // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 69, вып. 1. С. 43–47.
- Рязанцев А.В. Структурный план среднего и верхнего палеозоя Урало-Монгольского пояса, проблема поздних деформаций // Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 51–64.
- Самыгин С.Г. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука, 1974. 208 с.
- Самыгин С.Г. Комплексы и структуры переходной стадии // Тектоника Казахстана: Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана. М-6 1 : 2 500 000. М.: Наука, 1982. С. 50–82.

- Самыгин С.Г.* Каледонские шарьяжи хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // ДАН СССР. 1984. Т. 275, № 3. С. 709–713.
- Самыгин С.Г.* Центральный и Восточный Казахстан // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 180–188.
- Самыгин С.Г., Титов В.И., Клемина Л.Н.* и др. К вопросу о развитии Чингизского и Аркалыкского антиклинориев (Восточный Казахстан) в позднем кембрии – среднем ордовике // ДАН СССР. 1969. Т. 188, № 2. С. 417–420.
- Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Формации и обстановки седиментации в пределах раннепалеозойской активной окраины (хребет Чингиз, Центральный Казахстан) // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 3. С. 86–102.
- Sengör A.M., Natal'in B.A.* Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1996. Vol. 24. P. 263–337.
- Sengör A.M., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. Vol. 364, N 6435. P. 299–307.