

УДК 55 (084.3): 528.94.065 (574)

В. В. Коробкин¹, А. В. Смирнов²

ТЕКТОНОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ — ОСНОВА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ КАЗАХСТАНА МАСШТАБА 1 : 1 000 000

Понятие о формационно-деформационных комплексах позволяет сочетать вещественно-деформационные признаки геологических тел со свойственной им деформационной структурой.

Метод тектонофациального анализа был разработан в конце XX века в Институте геологических наук им. К.И. Сатпаева Евгением Ивановичем Паталахой с группой сподвижников (А.В. Смирнов, А.И. Лукиенко, В.В. Коробкин, Т.В. Гиоргобиани, В.А. Белый, В.И. Фомичев, А.И. Поляков, В.А. Дербенев и др.) [13–18]. Данный метод анализа геологических структур позволил проводить всесторонний анализ и описание всего спектра деформационных структур как в региональном плане, так и при детальном исследовании рудных полей и месторождений. Разработке картографического отображения тектонофациального содержания деформационных структур, как методу составления высокоинформативных тектонических карт, Е.И. Паталаха уделял особое внимание [17, 18].

Первая региональная тектонофациальная карта Казахстана была составлена в 1986 году [17]. С тех пор прошло два десятилетия. Прошедшее с тех пор время показало, что необходимость составления современных региональных тектонических карт очевидна. Масштаб этих региональных тектонических карт в зависимости от уровня детальности исследований меняется от 1 : 1 500 000 до 1 : 500 000. Такие карты могут служить основой для геодинамических и металлогенических построений и, в конечном счете, для прогноза полезных ископаемых, планирования поисковых и разведочных работ, сырьевого обеспечения экономики. Последние тектонические карты Казахстана были составлены в 70-х годах под редакцией А. А. Абдулина, В. Ф. Беспалова, Ю. А. Зайцева [23, 24]. Они, несомненно, сыграли положительную роль, но с тех пор существенно сменилась концептуальная основа геологической науки. Поэтому главной задачей авторы считают разработку таких принципов на основе современной тектонической теории [1, 3, 4, 8, 13]. Будучи представителями казахстанской структурно-тектонической школы, разработавшей к началу 90-х годов метод тектонофациального анализа [9-18, 20-22], авторы карты постарались соединить его с новой мобилистской геологической парадигмой, не забывая при этом главные достижения тектонической картографии, доказавшей и показавшей закономерную цикличность тектонических процессов.

© В. В. Коробкин¹, А. В. Смирнов²:

¹ Казахстанско-Британский технический университет, Алматы, Казахстан.

² Научно-исследовательский институт природных ресурсов, Алматы, Казахстан.

Тектоническая карта Казахстана была составлена как часть комплекта карт масштаба 1:1000 000, включающего геологическую карту (издана), карту полезных ископаемых и собственно тектоническую карту. Тектоническая карта и объяснительная записка в форме отчета и графических приложений прошли апробацию в Комитете геологии и охраны недр РК, являющегося заказчиком этой работы. В настоящее время эти материалы находятся в республиканских фондах “Геоинформ”.

В качестве геологической основы для тектонической карты использована геологическая карта Казахстана масштаба 1 : 1 000 000, на которой учтены последние данные геологического доизучения территории Казахстана [4, 5]. Помимо этого были использованы данные палеогеографических, палинспастических, тектонических и геодинамических реконструкций [1–3, 7, 11, 12, 19–22, 26].

Основное содержание тектонической карты — тектонические (формационно-деформационные) комплексы. Они представляют собой сочетание геологических формаций в актуалистической плейттектонической трактовке с типами деформационной структуры по тектонофациальной классификации. Это тела определенного вещественного состава, отражающие ту или иную тектоническую обстановку и стадию цикла Вильсона [29, 31], со структурным парагенезисом, отвечающим определенному тектонофациальному типу [10, 17, 20]. Существование таких закономерных сочетаний в принципе давно известно геологам. Достаточно напомнить широкое распространение хаотических и сложноскладчатых структур во флише, коробчатой и сундучной складчатости в молассовых толщах, сложных мелкоскладчатых и надвигово-шарьяжных структур в эвапоритах, складчато-надвиговых структур послонного течения в углеродисто-карбонатных толщах, вулканотектонических структур в вулканических толщах. Мы использовали эти известные закономерности, применив к деформационным структурам классификацию, разработанную в рамках тектонофациального анализа.

Принципы, положенные в основу карты, отражены в ее легенде (рис. 1) [21, 22]. Легенда построена в матричном виде: по вертикали показано геологическое время, а по горизонтали — главнейшие тектонические структуры с указанием возраста и состава тектонических комплексов. Основная информация о тектонических комплексах зашифрована в их индексах. Левая часть индексов отражает стадию цикла Вильсона. Поскольку в классическом изложении [29] стадии цикла Вильсона не сопоставлены с определенными формационными комплексами и геодинамическими обстановками, нам пришлось приспособить их к последним. В результате выделены следующие стадии: континентальная (С — continental stage, Вильсоном не упоминается), рифтовая (R — rifting stage), отвечающая эмбриональной или стадии юности по Вильсону; океаническая (O — oceanic stage), отвечающая стадии зрелости; переходная (T — transition stage), отвечающая стадии упадка; орогенная (Og — orogenic stage), отвечающая стадиям конечной и реликтового рубца. В геологической истории региона в целом и его отдельных структур эти стадии повторялись неоднократно. В индексах они пронумерованы в возрастной последовательности от древних к молодым. Такой принцип выделения тектонических стадий был применен для

тектонической карты Урала [27]. Кроме того, мы выделяем авлакогенную стадию (А — aulacogen stage), когда формировались рифты, не получившие полного развития, т.е. не приведшие к окончательному разрыву континентальной коры, завершившиеся складчатостью умеренной интенсивности. Так понимал авлакогены автор термина Н. С. Шатский, описавший в качестве тектонотипа авлакоген Большого Донбасса [27]. По А. М. С. Шенгеру [28], формирование авлакогенов связано с раскрытием океанов, но не обязательно они представляют собой отмершие ветви тройных сочленений рифтов [26]. Закономерное развитие авлакогенов вслед за коллизией, очевидно, связано с ослаблением стресса в коллизионных орогенах. Выделение авлакогенных стадий в фанере и триасе очень важно для Казахстана, поскольку в это время возникли важнейшие рудоносные структуры и нефтегазоносные бассейны. В геосинклинальном цикле авлакогенной стадии отвечают тафрогенная стадия или стадия молодой платформы.

Вторая (правая) часть индексов обозначает типы деформационных структур: S (suture) — шовный; L (layer) — шовно-послойный; R (reflected) — отраженный; D (deep gravity) — глубинно-гравитационный; C (cover gravity) — поверхностно-гравитационный; V (volcanic) — вулканотектонический; P (plutonic) — плутонический. Для выделения структур эпизоны, мезозоны и катазоны предусмотрены цветные индексы деформационных структур: для эпизоны — черный, для мезозоны — зеленый, для катазоны — красный. Большинство реальных деформационных структур было сформировано в несколько стадий. Показ их при помощи индексов сильно усложняет карту, затрудняет ее чтение и затушевывает главные черты структуры. Поэтому в индексах мы показываем лишь основной, ведущий тип деформационной структуры, а в некоторых случаях — два главных типа. Например, в случае шовных деформаций плутонов в условиях мезозоны используется индекс T₃PS.

Основное изобразительное средство карты — цвет — отдано стадиям тектонического цикла. Комплексы океанической стадии показаны синим цветом, переходной — зеленым, авлакогенной — сине-зеленым, орогенной — коричневым, континентальной — желтым. Древние комплексы покрашены более темными оттенками основных цветов, молодые — светлыми.

Магматические комплексы разных стадий цикла Вильсона выделены крапом разных цветов: океанические — фиолетовым, рифтогенные — бордовым, орогенные — красным, переходной стадии (островодужные) — зеленым. Черным крапом выделены наиболее характерные осадочные формации: яшмовые, черносланцевые, молассовые, олистостромовые и т.д.

Деформационные структуры высших тектонофаций всех типов показаны штриховыми знаками. Высшие тектонофации шовного типа мезозоны занимают на карте особое место. Они выделены в виде более или менее широких зон с продольной, прерывистой штриховкой зеленого цвета и указывают местонахождение главных тектонических швов как крутопадающих, так и пологих субпослойных. Они, как правило, не закрашены, поскольку сложены мелкими фрагментами разных тектонических комплексов. Высшие тектонофации поверхностно-гравитационного типа — осадочный меланж и олистостромы — также выделены крапом и отображают, главным образом,

Наименование территории	Возраст	Этнопатриарх	Узлы (узлы)	Контекст	Наименование	Характеристика элементов	
						Контекст	Наименование
Национальные территории Казахстана	230	Орхон-Енисейский	T_1	ВПАДНИ И АВАНОГЕНЫ КАЗАХСТАНСКОГО КОНТИНЕНТА	Высокая рельефность в структуре пологого типа мелкими (А), тепловодами (В) - желтые цвета	Средневысотный рельеф - желтые цвета	
	256	Алтайский	R_1	УРАЛЬСКИЕ ОРОГЕНА	Высокие тектофизические и структуральные типы мелкими - желтые цвета	Мезомасштабные разломы - желтые цвета	
	269	Сарыаркский	R_2	КОЛЫСКИ ДАВРАНИИ И ГОШДАНИ	Средне-высотный мелкий обломочный (А), карбонатно-карбонатно-песчаный (В) с эволюционной структурой стратифицированного типа	Эволюционные разломы - желтые цвета	
	300	Сарыаркский	C_1	ПЕНДИНСКАЯ ОРОГЕНА	Высоко-развитый мелкий (А), карбонатно-карбонатно-песчаный (В) с эволюционной структурой стратифицированного типа	Самыт	
	315	Сарыаркский	C_2	ПОДЗЕМЧИВИТСКАЯ ОРОГЕНА	Высоко-развитый мелкий (А), карбонатно-карбонатно-песчаный (В) с эволюционной структурой стратифицированного типа	Надвиг	
	330	Сарыаркский	C_3	РАДЗЕВИЧИВИТСКАЯ ОРОГЕНА	Высоко-развитый мелкий (А), карбонатно-карбонатно-песчаный (В) с эволюционной структурой стратифицированного типа	Разломы под углом разломы, ступенчатый	
	340	Сарыаркский	C_4	САУРСКОЕ ОРОГЕНА	Высоко-развитый мелкий (А), карбонатно-карбонатно-песчаный (В) с эволюционной структурой стратифицированного типа	Гравитационно-тектонические разломы	
	360	Сарыаркский	C_5	БРЕЙТОНСКАЯ ОРОГЕНА	Высоко-развитый мелкий (А), карбонатно-карбонатно-песчаный (В) с эволюционной структурой стратифицированного типа	Гравитационно-тектонические разломы	
	360	Сарыаркский	C_6	ОТРАВ КИЖИНСКОГО КИТАЯ ОТ ГОШДАНИ	Высоко-развитый мелкий (А), карбонатно-карбонатно-песчаный (В) с эволюционной структурой стратифицированного типа	Гравитационно-тектонические разломы	
	360	Сарыаркский	C_7	ОТРАВ КИЖИНСКОГО КИТАЯ ОТ ГОШДАНИ	Высоко-развитый мелкий (А), карбонатно-карбонатно-песчаный (В) с эволюционной структурой стратифицированного типа	Гравитационно-тектонические разломы	
КАЗАХСТАНСКО-СЕВЕРО-ТУРКМЕНИСТАНСКИЙ ОРОГЕН	381	Сарыаркский	D_1	ТРЕТЬИЙ АВАНОГЕН	Средне-развитый мелкий (А), карбонатно-карбонатно-песчаный (В) с эволюционной структурой стратифицированного типа	Средне-развитый мелкий (А), карбонатно-карбонатно-песчаный (В) с эволюционной структурой стратифицированного типа	
	424	Сарыаркский	D_2	ЧЕТВЕРТЫЙ АВАНОГЕН	Средне-развитый мелкий (А), карбонатно-карбонатно-песчаный (В) с эволюционной структурой стратифицированного типа	Средне-развитый мелкий (А), карбонатно-карбонатно-песчаный (В) с эволюционной структурой стратифицированного типа	

		Континентальный бассейн палеогеновой системы		Вулканы рифтовой впадины		Вулканические горы в котловине ДУГ		Первый орогенный этап	
Одн.	Одн.	Т ₁ С	Т ₁ С	Второй и третий рифтовой стадии - R ₁ , R ₂	R ₁ , V, R II, III	Второй и третий рифтовой стадии - R ₁ , R ₂	R ₁ , V, R II, III	Первый орогенный этап - O ₁ PS	Первый орогенный этап - O ₁ D
450	476	476	523	540	600	600	600	1000	1600-1700
ТАКОДСКАЯ ОРОГЕНА	ГРАМБИАНСКАЯ ОРОГЕНА	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁
САДРИНСКАЯ ОРОГЕНА	РАСКРЫТНЕ ОКЕАНА ЛИБЕТУС	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁
ГРЕДЖИЛЬСКАЯ ОРОГЕНА	ДАКСФОРДСКАЯ ОРОГЕНА	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁	Рифтовый этап - R ₁

Рис. 1. Фрагмент легенды тектонической карты Казахстана масштаба 1:1 000000

распространение аккреционных призм и коллизионных шарьяжей, а также дебрисные потоки в других палеогеодинамических обстановках.

Анализ истории развития земной коры Казахстана показывает, что стадии тектонического цикла неоднократно повторялись, смещаясь при этом от одной структуры к другой. Эти повторения мы отразили в индексах тектонических комплексов в виде цифр около буквенных символов их левой части.

Однако в целом наблюдается последовательное прерывисто-поступательное развитие структуры орогенического пояса от формирования протокры до Пангеи 1 в конце раннего протерозоя, от Пангеи 1 через рифтогенез и океанический спрединг в начале раннего палеозоя, формирование вулканических дуг и их аккрецию с микроконтинентами в конце ордовика, закрытие остаточных бассейнов и общую коллизию в позднем карбоне — к формированию Пангеи 2. Для сопоставления главных тектонических событий, сформировавших Центрально-Азиатский палеозойский складчатый пояс [2, 3, 7, 13, 19], с событиями глобального масштаба в левой части легенды приведена временная последовательность этих событий согласно шкале геологического времени 2000 г. [30].

При составлении карты предпочтение отдано изображению структуры деформированных комплексов. Недеформированный позднемезозойско-кайнозойский осадочный чехол на большей части территории снят. Для этого использованы данные геофизических исследований и буровых работ. Особенно большую помощь в расшифровке шовно-блоковой структуры палеозойских толщ оказали мелкомасштабные карты аномального магнитного поля в современной визуализации.

Важным отличием нашей карты от всех тектонических карт, составленных ранее, явилось более определенное отражение структурных стилей разных тектонических комплексов. Так, для структур метаморфических комплексов характерен ячеисто-шовный стиль, для комплексов переходной стадии — шовно-линейный, для орогенных комплексов — разломно-блоковый с ортогональной сетью разломов. Главные шовные зоны выделяются сгущением мезозональных швов и линейризацией структурного рисунка.

Основные черты тектонической структуры палеозоид орогенических поясов Казахстана, выявленные в результате составления тектонической карты масштаба 1: 1 000 000, представлены на схемах тектонического районирования (рис. 2–4). На них показаны главные тектонические элементы: шовные зоны и террейны разной природы (в том числе бывшие микроконтиненты), вулкано-плутонические пояса, островные вулканические дуги [9–12, 20–22].

Шовные зоны являются отражением главных швов земной коры. В них тектонически совмещены фрагменты тектонических комплексов, образованных в разных геодинамических обстановках. В плейттектонической трактовке это *сутуры*, по которым приведены в соприкосновение различные первично разобщенные фрагменты земной коры (континенты, микроконтиненты, вулканические дуги, террейны разной природы). Шовные зоны бывают двух типов. Швы с решающей ролью сдвиговых смещений отличаются преобладанием крутопадающего кливажа и интенсивным динамометаморфизмом низких давлений. Это зоны смятия или “shear zones”. В плейттектоническом аспекте им зачастую соответствуют трансформные сутуры,

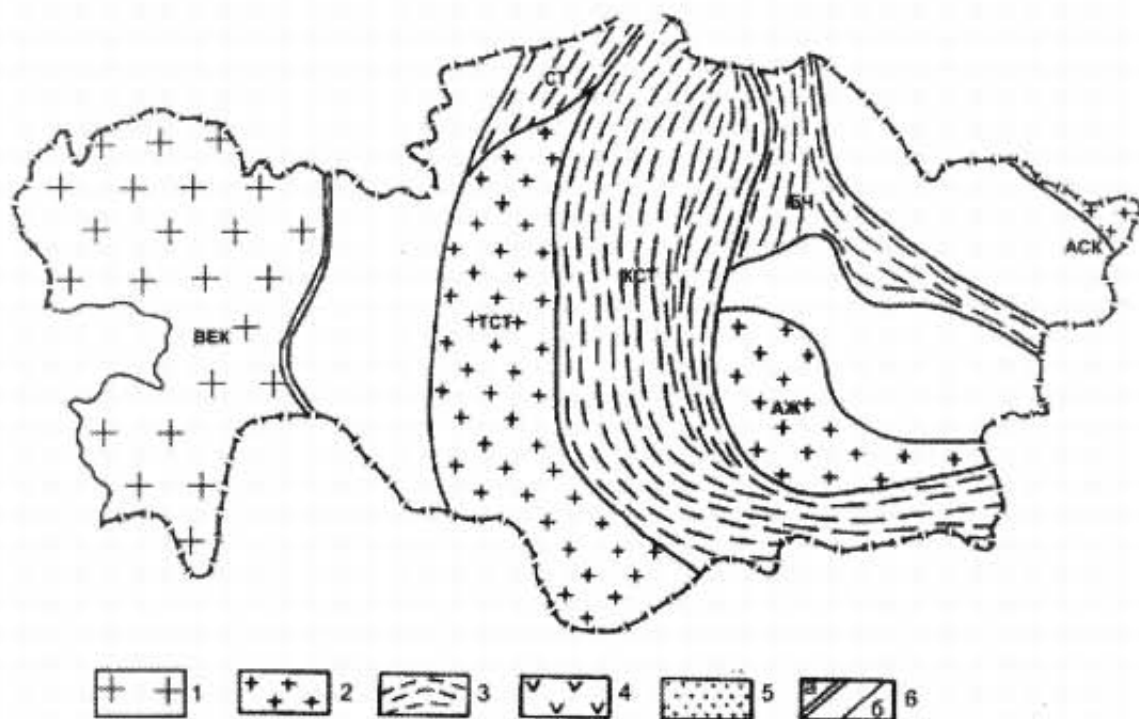


Рис. 2. Главные раннепалеозойские террейны и орогенные пояса Казахстанского континента
 1 — Восточно-Европейский континент (ВЕК), 2 — микроконтиненты, 3 — орогенные пояса,
 4 — вулканоплутонические пояса, 5 — впадины, 6 — границы: а) Восточно-Европейского кон-
 тинента и Центрально-Азиатского орогенного коллажа; б) границы структур второго
 порядка. Микроконтиненты: ТСТ — Тургайско-Срединно-Тяньшаньский, АЖ — Атасу-Жунгар-
 ский, АСК — Алтае-Саянский аккреционный континент. Орогенные пояса: КСТ — Кокшетау-
 Северо-Тяньшаньский, БЧ — Бозшаколь-Чингизский

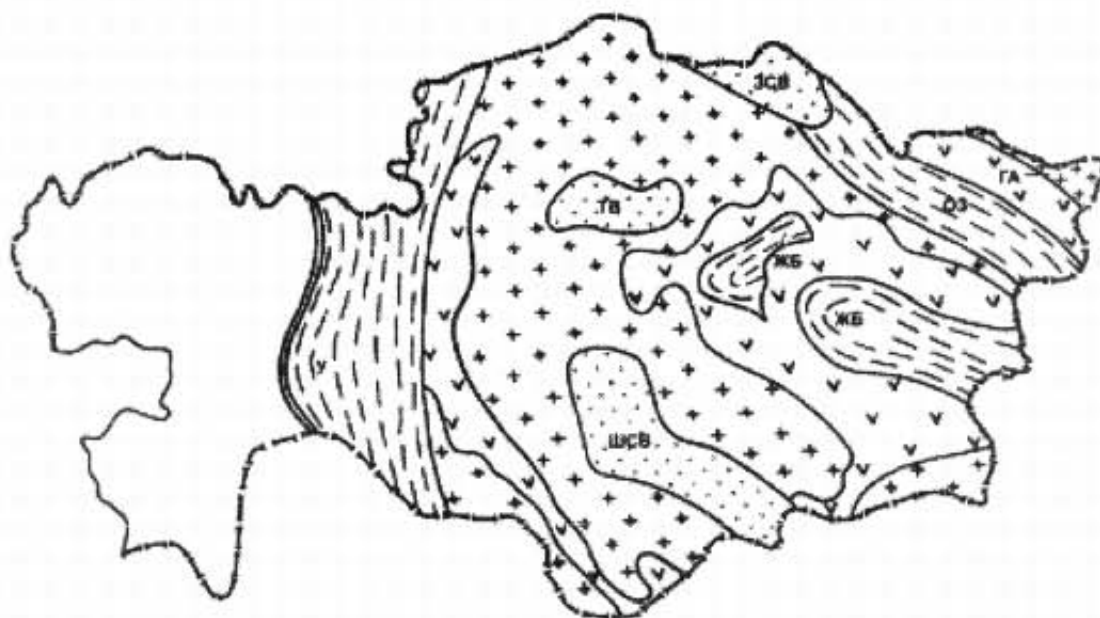


Рис. 3. Киргизско-Казахстанский аккреционно-коллизонный (составной) континент и позднепа-
 леозойские орогенные пояса (условные обозначения см. рис.2)
 ГА — Горно-Алтайский террейн. Впадины: ЗСВ — Западно-Сибирская, ТВ — Тенизская, ШСВ
 — Шу-Сарысуиская. Позднепалеозойские орогенные пояса: У — Уральский, ЖБ — Жунгар-
 ро-Балхашский, ОЗ — Обь-Зайсанский, РА — Рудно-Алтайский вулканоплутонический пояс

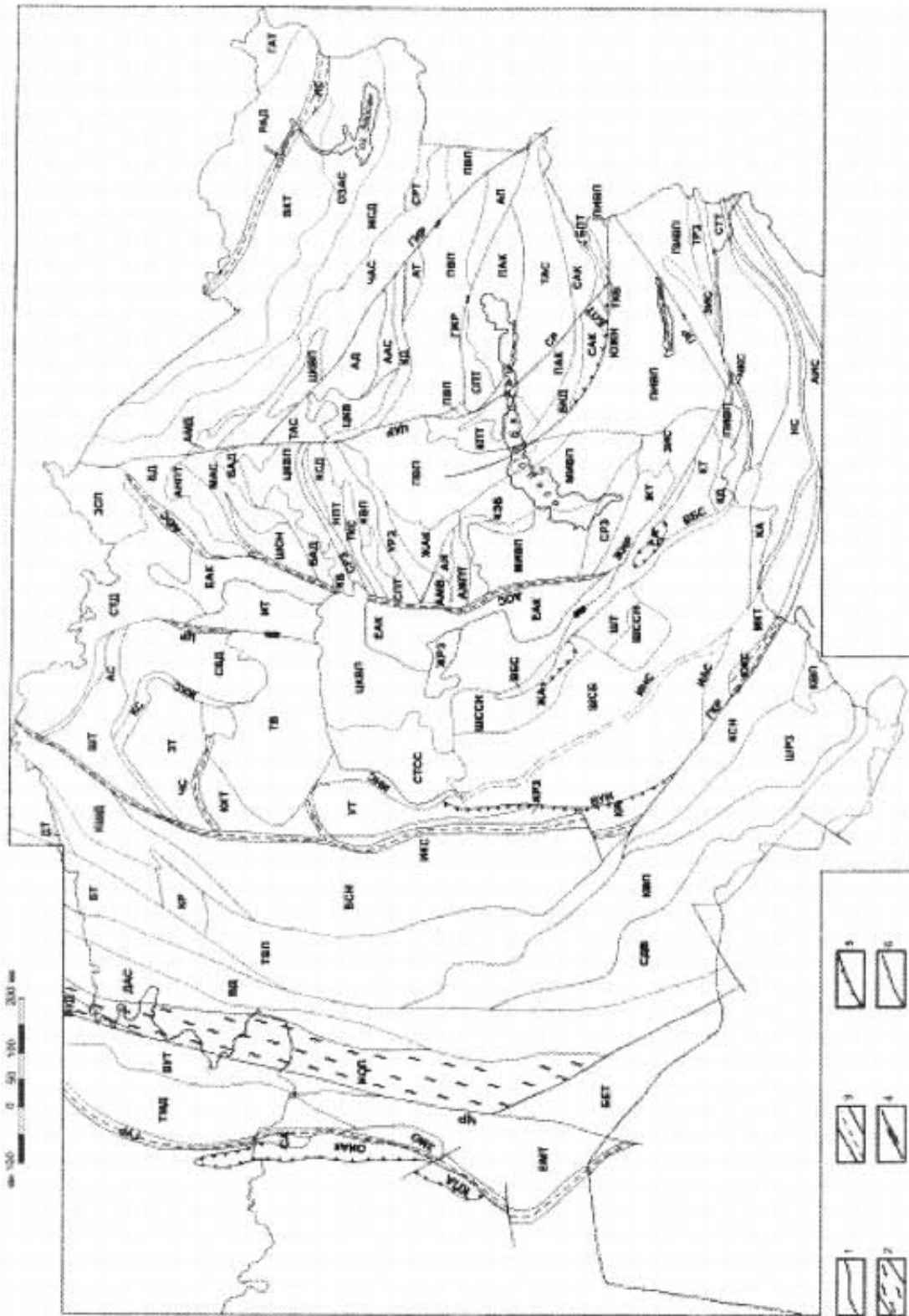


Рис. 4. Главные структурные элементы земной коры Казахстанского сегмента Центрально-Азиатского орогенического пояса палеозойа
 1 — границы геологических структур, 2 — сланцевые пояса, 3 — шовные зоны, 4 — сдвиги, 5 — надвиги, 6 — разломы (без разделения)

т.е. следы трансформных границ плит геологического прошлого. Наиболее характерный пример - Иртышская зона смятия (ИС). Однако не все трансформные сuture испытывали столь сильные сдвиговые деформации. Примером может служить Атасу-Олентинская сuture (АОС), не сопровождающаяся столь мощной зоной смятия. Другой тип шовных зон отличается большей ролью послышного кливажа, надвигов и шарьяжей, локальными зонами метаморфизма высоких давлений. Это коллизионные сuture, возникшие на месте конвергентных границ плит. Кливажные структуры шовных зон образуются, как показывают результаты детального структурного анализа, в процессе коллизии [7]. Зоны, в которых такие структуры не развиты или развиты слабо, могут быть отнесены к категории аккреционных призм. В последних возникновение хаотических или слабо упорядоченных структур обусловлено движением шарьяжей в слабо литифицированных или нелитифицированных толщах осадков в процессе субдукции океанической коры при большой роли подводных оползней и дебрисных потоков. Значительная часть их объема сложена флишем.

Доминирующие шовные зоны Казахстана (с запада на восток, см. рис. 4): Главная Уральская (ГУР); Зауральская, состоящая из Иргизского сланцевого пояса (ИСП) и Денисовской аккреционной призмы (ДАС); Ишим-Карата-уская (ИКС); Кокшетау-Киргизская, состоящая из Кокшетауской (КС) и Ишим-Нарынской (ИНС); Ерментау-Бурунтауская аккреционная призма (ЕАК) вместе с Атасу-Олентинской шовной зоной (АОС); Майкаин-Чингизская, состоящая из Майкаинской (МАС) и Чингизской (ЧАС) ветвей; Тектурмасская (ТКС); Прибалхашская аккреционная призма (ПАК); Обь-Зайсанская (ОЗАС); Иртышская (ИС) [1, 22].

Террейны, образованные из крупных микроконтинентов — Восточно-Мугоджарский (ВМТ, см. рис. 4), Торгайско-Срединно-Тянь-Шанский (ТСТ), Атасу-Жунгарский (АЖ) (см. рис. 2) — представляют собой обломки рифейского континента Родинии [3]. Они имеют дорифейский фундамент и рифейско-палеозойский чехол, сравнительно слабо деформированный и метаморфизованный, сохранивший первичную стратиграфическую последовательность толщ. В деформационных структурах чехла преобладают субпослойные надвиговые деформации. Это типичные шовно-послойные структуры или “thin skinned structures” (тонкочехольные структуры). Они развиты в виде складчато-надвиговых поясов, самым характерным примером которых в Казахстане является чехол Торгайско-Срединно-Тянь-Шанского микроконтинентального террейна в хр. Каратау. Следует заметить, что такие структуры, несмотря на обилие надвигов и шарьяжей, ни в коем случае нельзя ставить в один ряд с описанными шовными зонами, как это делают некоторые авторы. Докембрийские толщи фундамента многих микроконтинентальных террейнов местами подвержены зональному метаморфизму высоких температур и низких давлений, наложенному на раннедокембрийский метаморфизм. В Зерендинском (ЗТ) и Атасу-Жунгарском (АЖ) террейнах обнаруживаются рифейские и палеозойские гранитогнейсовые купола и крупные гранитные плутоны. Все это очевидные следы былой палеозойской коллизии.

В структуре нижнепалеозойского коллажа Центрального Казахстана западнее и северо-западнее Торгайско-Срединно-Тянь-Шанского микроконтинента располагается Кокшетау-Северо-Тянь-Шанский раннепалеозойский орогенический пояс (КСТ; см. рис. 2). Ранее здесь выделялся одноименный срединный массив, но анализ его структуры выявил внутри него ряд шовных зон с офиолитами, т.е. коллизионных и трансформных сутур. Таким образом, оказалось, что массив состоит из отдельных террейнов (см. рис. 4): Зерендинского (ЗТ), Калмаккольского (ККТ), Улытауского (УТ), Шуйского (ШТ), Малокаратауского (МКТ), Кендыктасского (КТ). Большинство террейнов представляет собой обломки древнего континента (скорее всего, Родинии). Террейны отличаются друг от друга фациями рифейско-нижнепалеозойского чехла. В Зерендинском террейне на севере преобладают осадочные кварцито-сланцевые толщи, на юге — вулканические, в Улытауском — вулканические рифтовой и окраинноконтинентальной природы, в Шуйском — осадочные преимущественно флишоидные, в Кендыктасском сильно развита рифейская гранитизация, господствуют гранитогнейсы, в Малокаратауском представлен осадочный разрез, сходный с разрезом платформы Янцзы [4]. Калмаккольский террейн выделяется тем, что он сложен главным образом палеозойскими толщами. Внизу это рифтовые толщи кембрия-нижнего ордовика, вверху кремнистые и флишевые толщи среднего и позднего ордовика.

Вулканические островные дуги в структуре коллажа представлены в более или менее первичном виде (девонско-карбоновые) либо в виде фрагментов (террейнов), образованных при разрушении первичных структур в процессе коллизии (раннепалеозойские). К раннепалеозойским (кембродордовикским) островодужным террейнам относятся Степняк-Бетпак-Далинский (СБД) энсиалический, Божекульский (БД), Алкамергенский (АМД), Баянаульский (БАД), Абралинский (АД) (энсиматические), из позднепалеозойских (девонско-карбоновых) — Тагило-Магнитогорский (ТМД) и Жарма-Саурский (ЖСД) энсиматические, Рудноалтайский (РАД) энсиалический. Они выделяются по выходам морских вулканических толщ преимущественно андезито-базальтового состава и комагматичными диорит-гранодиоритовыми интрузиям. Значительную роль в их строении играют вулканогенно-осадочные толщи и вулканомиктовый флиш. Первичные вулканотектонические структуры распознаются во фрагментах дуг с большим трудом вследствие сильной эродированности и нарушенности шовными деформациями при коллизии. В девонско-карбоновых дугах они сохранились лучше и представлены постройками центрального или линейного типа (дайковые пояса). Весьма значительна роль структур шовно-послойного типа — мезозоны с сильно развитым субпослойным кливажем — проявление тектонической расслоенности толщ на этапе коллизии и орогенеза. В Рудноалтайском террейне такие структуры являются рудолокализирующими.

Окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса располагаются по окраинам Казахстанского и Алтае-Саянского континентов, сформированных в результате раннепалеозойской аккреции и коллизии. В Центральном Казахстане девонский вулканоплутонический пояс (ЦКВП) находится на восточной окраине Казахстанского континента, перекрывая также причлененный к нему торцом Божекульско-Чингизский орогенический

пояс (БЧ на рис. 2). Вдоль западной окраины этого же континента под чехлом Торгайской и Сырдарьинской впадин (см. рис. 4) протягивается аналогичный Центрально-Казахстанскому Торгайский вулканический пояс (ТВП). Возраст всех этих поясов ранне-позднедевонский (дофаменский). Для внутренней структуры поясов характерна сохранность глубоко эродированных вулкано-тектонических структур с гипабиссальными интрузивами в центральных частях. Девонские вулкано-плутонические пояса нарушены разломно-блоковыми деформациями отраженного типа, местами переходящими в мезозональные шовные структуры с хорошо развитым кливажем течения. Последние принадлежат крупным надвиговым и сдвиговым швам.

Позднедевонская (франская) коллизия и орогенез увеличили площадь Казахстанского континента за счет закрытия северо-западной части Жунгаро-Балхашского бассейна (ЖБ на рис. 3). На его месте в фамене — раннем карбоне возник новый Прибалхашско-Илийский вулкано-плутонический пояс (ПИВП). В Жунгарском Алатау он наложился на девонский пояс. Этот карбоново-пермский пояс в структурном отношении аналогичен девонскому и отличается лишь лучшей сохранностью вулкано-тектонических структур, меньшей их эродированностью и нарушением разломно-блоковыми дислокациями отраженного типа. Лишь в редких случаях в этом поясе встречаются мезозональные структуры шовного типа. На западной окраине Казахстанского континента располагается Валериановская вулканическая дуга (ВД), скрытая под чехлом Торгайской впадины.

Вулкано-плутонические пояса, как и вулканические островные дуги, сопровождаются сопряженными аккреционными призмами. Последние особенно отчетливо выражены по периферии Жунгаро-Балхашского орогенического пояса в толщах девона и карбона Тектурмасского (ТКС), Жаман-Сарысуйского (ЖАК), Прибалхашского (ПАК) и Салкинбельского (САК) и Тастауского (ТАС) районов.

Особую роль в палеозойской структуре Казахстана играют авлакогены и шовные зоны, образованные на месте фаменско-раннекарбоновых рифтов: Жаильминский (ЖРЗ), Спасский (СРЗ), Успенский (УРЗ), Шалкиинский (ШРЗ). Некоторые авторы приписывают им роль тыловых прогибов девонского вулканического пояса [8]. Однако, на наш взгляд, более обоснована их трактовка как рифтов, связанных с проявлением глобального рифтогенеза [6]. С этим событием, вероятно, связано заложение позднепалеозойского Шу-Сарысуйского бассейна (ШСБ) (см. рис. 3).

Структурный план палеозойского орогена Казахстана часто называют мозаичным из-за отсутствия в нем четко выраженной линейности и упорядоченности, присущей многим другим орогенам. Выполненный нами геолого-исторический анализ позволяет выявить в нем определенные закономерности. Они вырисовываются, если рассмотреть ее для разных структурных этажей отдельно. В палеозойской истории Казахстана выделяются два крупнейших коллизионных события: позднеордовикское и позднекарбоновое-пермское. Первое из них выражается в принципиальном изменении структурного плана, которое мы видим при сравнении рис. 2 и 3. Допозднесилурийский структурный план характеризуется дугообразным изгибом всех линейных структурных элементов, обращенным выпуклостью к юго-западу. Так про-

стираются главные швы (сутуры): Главный Уральский (ГУР), Ишим-Каратауский (ИКС) и Атасу-Олентинский (АОС). Также дугообразно изогнуты микроконтинентальные террейны. В пространстве между главными швами вулканические дуги и сопряженные с ними аккреционные призмы имеют сигмоидальный план с северо-западным изгибом простираний на севере. По-видимому, упомянутые швы служили первоначально трансформными разломами, разделявшими сегменты раннепалеозойских вулканических дуг Кара-Шиликской (КШД), Степняк-Бетпак-Далинской (СБД) и Боцекульской (БД). Общий изгиб всей структуры возник, очевидно, в результате вращательных движений всей системы швов и дуг в процессе коллизии, что доказывается палинспастическими реконструкциями по палеомагнитным данным [1, 26]. Общая структура Казахстанского континента была образована на протяжении ордовика и раннего силура в результате последовательного причленения к Торгайско-Срединно-Тянь-Шанскому микроконтиненту сначала системы террейнов Кокшетауско-Северо-Тянь-Шанского пояса, затем Степняк-Бетпак-Далинской дуги, затем Боцекульской, Алкамергенской, Абралинской дуг и Атасу-Жунгарского массива.

Несогласно наложенные на структуры окраин Казахстанского континента вулкано-плутонические пояса развивались в сходной кинематической обстановке, что выражается в дугообразном изгибе Центрально-Казахстанского трансформного разлома (ЦКР) и сближении в течение карбона Абралинской дуги с Атасу-Жунгарским микроконтинентом при закрытии Жунгаро-Балхашского бассейна.

Формирование структуры палеозойского Казахстанского орогена в общих чертах завершилось в ранней перми. Однако он был усложнен в перми-раннем мезозое системой сдвигов с большими (до нескольких сотен км) амплитудами смещения. Среди них господствовали правосторонние сдвиги северо-западного простирания - Главный Каратауский (ГКР), Жалаир-Найманский (ЖНР), Главный Чингизский (ГЧР), Главный Жунгарский (ГЖР), Иртышский (ИС). Выделяется своей дугообразной формой Центрально-Казахстанский сдвиг, образованный на месте более древнего (ордовикско-девонского) трансформного разлома. На Урале в это же время возник Челябинский правосторонний сдвиг (ЧР) меридионального простирания столь же значительной амплитуды. В этом же интервале времени при смене направления вращательных движений работали левосторонние сдвиги северо-восточного простирания в Успенской зоне (УРЗ), на юге Жунгарского Алатау (Панфиловский ПР) и в Северном Тянь-Шане. С системой раннемезозойских сдвигов связано возникновение ряда триасовых и юрских бассейнов типа "пул-апарт" — Леонтьевский, Кушмурунский, нефтеносные бассейны Южного Тургая (на рис. 4 показан лишь самый крупный из них Кушмурунский — КРЗ).

Итак, составлена на новой геологической основе тектоническая карта Казахстана — одного из самых представительных в смысле разнообразия и сложности регионов Центрально-Азиатского орогенического (Урало-Монгольского складчатого) пояса. В процессе составления карты разработана новая методика регионального тектонического картосоставления. Суть ее в комплексном использовании данных плейттектонического и тектонофациального анализов.

Выводы

Разработана новая легенда тектонической карты, в основу которой положено понятие о формационно-деформационных комплексах, позволяющее сочетать вещественно-формационные признаки геологических тел с присущей им деформационной структурой. Для обозначения комплексов использованы компактные буквенно-цифровые индексы, в которых отображены этапы становления геологической структуры и стадии цикла Вильсона. Такая система индексов оказалась весьма эффективной для отображения тектонической и тектофациальной информации.

На карте наиболее ярко проявились главные тектонические швы; она дает ключ к раскрытию тектонической делимости земной коры на автономно развивавшиеся блоки первого и второго порядков — террейны. Также были выделены главные коллизионные и трансформные сутуры. Данная карта может служить основой для проведения всестороннего тектонического, геодинамического и металлогенического анализа территории казахстанского сегмента палеозой в составе Урало-Монгольского складчатого пояса.

Составленная тектоническая карта Казахстана масштаба 1:1 000 000 со всей очевидностью иллюстрирует новые картографические возможности тектонофациального метода, теоретические основы которого были разработаны Е.И. Паталахой.

1. *Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии.* — Алматы. Ин-т природных ресурсов Республики Казахстан, 2002. — 38 л.

2. *Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др.* Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44. С. 49–75.

3. *Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др.* Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // *Геология и геофизика*, 1994, т. 35 (7–8), С. 8–28.

4. *Геологическая карта Казахстана.* Масштаб 1:1000 000. Гл. ред. Г. Р. Бекжанов. СПб., 1997.

5. *Геологическое строение Казахстана* / Ред. Г.Р. Бекжанов. Алматы, 2000. 396 с.

6. *Веймарн А.Б., Кузьмин А.В., Воронцова Т.Н.* Геологические события в Казахстане на рубеже франского и фаменского веков и их значение в ряду глобальных событий этого времени // *Бюл. Моск. общества испытателей природы. Отд. геол.* 1997. Т. 72, вып. 4. С. 35–46.

7. *Добрецов Н.Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // *Геология и геофизика*. 2003. т.44. С. 5–27.

8. *Зоненшайн Л.П., Кузмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. — 92 с.

9. *Коробкин В.В.* Классификация и структурно-вещественные признаки динамометаморфических пород главных сутурных зон палеозой Казахстана // *Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Том 1.* — М.: GEOS, 2005. С. 319–322.

10. *Коробкин В.В.* О роли литологического фактора в дислокационном процессе (к методике тектонофациального анализа палеозой Казахстана) // *Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5. Материалы всероссийской научной конференции*, Томск: ЦНТИ, 2005. С. 349–354.

11. *Коробкин В.В.* Раннепалеозойская тектоническая эволюция степнякской вулканической дуги Северного Казахстана // *Области активного тектоногенеза в со-*

временной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. Том 1. — М.: ГЕОС, 2006. С. 350–352.

12. Коробкин В.В., Смирнов А.В. Палеозойская тектоника и геодинамика вулканических дуг Северного Казахстана // Геология и геофизика, 2006, т. 4. С. 462–474.

13. Моссаковский А.А., Руженцов С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника, 1993, № 6. С. 3–33.

14. Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, Наука КазССР, 1970. — 216 с.

15. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата, Наука КазССР, 1981. 175 с.

16. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя (обоснование, методика, приложение). М.: Недра, 1985. — 168 с.

17. Паталаха Е.И., Смирнов А.В., Коробкин В.В. Тектонофаии Казахстана: (пояснительная записка к тектонофациальной карте масштаба 1 : 1 500 000). Алма-Ата: Наука КазССР, 1986. 120 с.

18. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев, 1995. — 159 с.

19. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, Даурия, 2000. — 146 с.

20. Смирнов А.В. Тектонофациальный анализ и геодинамические реконструкции // Тектонофациальный анализ и его роль в геологии, геофизике и металлогении. Алма-Ата: Гыльш, 1991. С. 138–145.

21. Смирнов А.В., Коробкин В.В. Принципы и методика составления тектонической карты Казахстана масштаба 1:1 000 000 // Вестник Казахского национального технического университета имени К. И. Сатпаева. 2001. № 3 (26). С. 50–56.

22. Смирнов А.В., Коробкин В.В. Тектоническая карта Казахстана масштаба 1: 1 000 000 (принципы, легенда, геологические структуры) // Известия НАН РК, Сер. геол., 2003, № 2–3. С. 17–26.

23. Тектоническая карта области палеозойских складчатостей Казахстана и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 1 500 000 / Под ред. А.А.Абдулина, Ю.А.Зайцева. М., 1976.

24. Тектоническая карта Казахской ССР и прилегающих территорий республик. Масштаб 1 : 1 500 000 / Редакторы: В. Ф. Беспалов, В. Г. Гарьковец, В. К. Еремин и др. М., 1975.

25. Тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000 / Редакторы: А. В. Пейве, С. Н. Иванов, А. С. Перфильев, В. М. Нечеухин. М., 1976.

26. Филиппова К.Б., Бухарин А.К., Буш В.А. и др. СП. Аккреционная и коллизионная тектоника окраин Палеоазиатского океана // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Т.2. Материалы совещания. М., 2001. С. 262–265.

27. Шатский Н.С. О прогибах донецкого типа // Избр. тр. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 67–78.

28. Шенгер А.М.С. Авлакоген // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1990, Т. 1. С. 9–16.

29. Dewey J.F., Spall H. Pre-Mesozoic plate tectonics. *Geology*. 3, 1975. p. 422–424.

30. International stratigraphic chart. International Union of Geological Sciences. 2000.

31. Moores E.M., Twiss R.I. *Tectonics*. New York: W.H. Freeman and Company. 1995. — 415 p.

Поняття формаційно-деформаційних комплексів дозволяє сполучати речовинно-деформаційні ознаки геологічних тіл та притаманну їм деформаційну структуру.

Formation-deformation complex concept makes it possible to combine geologic bodies substance-formation features with their deformation fabric.