

КИНЕМАТИКА РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В СЛОИСТЫХ ТОЛЩАХ: МЕТОД АНАЛИЗА СТРУКТУР СРЕЗАНИЯ СЛОИСТОСТИ

© 2000 г. А. В. Соловьев*, М. Т. Брэндон**

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва, Россия

**Йельский университет, Нью-Хевен, США

Поступила в редакцию 26.04.99 г.

В статье предлагается новый кинематический метод – метод анализа структур срезания слоистости, позволяющий определять кинематику разрывных нарушений в слоистых толщах. Для надвиговых зон, сформированных в условиях прогрессивной несоосной деформации, характерна моноклиная симметрия. Этот постулат дает возможность оценить направление регионального тектонического транспорта при анализе массовых замеров структур срезания слоистости. Опробование метода на двух геологических объектах показало, что он дает результаты, сходные с результатами, полученными другими структурно-кинематическими методами. Это подтверждает правильность сделанных допущений и позволяет использовать метод для реконструкций геодинамики различных регионов. Структуры срезания слоистости формируются в строго определенных условиях: в слоистых толщах на близповерхностном уровне, при значительной скорости деформации, на жестком структурном фундаменте.

Введение

Построение геодинамических моделей формирования геологических структур требует информации о направлениях относительных перемещений объектов. Для оценки этих направлений в геодинамике применяется кинематический анализ, опирающийся на изучение микро- и мезоструктур, называемых кинематическими индикаторами. Примерами кинематических индикаторов являются порфирокласты, испытывавшие вращение, штрихи и борозды скольжения на поверхностях сколовых трещин, асимметричные складки, структуры Риделя и некоторые другие [11, 14, 17].

В данной статье предлагается новый кинематический метод – метод анализа структур срезания слоистости, позволяющий определять кинематику разрывных нарушений в слоистых толщах и оценивать направление регионального стресса при их деформировании. Предлагаемый метод, так же, как и метод анализа внутренних осей вращения [14], основан на принципах симметрии геологических структур.

Этот метод применим, прежде всего, для геологических структур, при формировании которых происходили в основном хрупкие деформации при низких температурах (<200°C), для так называемых “хрупких разломных зон” [14], широко развитых в мезокайнозойских складчато-надвиговых поясах обрамления Тихого океана и других регионов мира.

Метод анализа структур срезания слоистости

В деформированных слоистых толщах различных регионов часто наблюдаются структуры сре-

заяния слоистости разломом (рис. 1, А, I, II, III), характеризующиеся следующим строением: в одном из крыльев плоскость слоистости параллельна плоскости разлома, в другом крыле – поверхности слоистости образуют с плоскостью разлома острый угол. Для определения кинематики разрывов в слоистых толщах предлагается метод анализа структур срезания слоистости. В основу метода положена модель дуплекс-структуры [5, 22] (см. рис. 1, А), согласно которой при сжатии слоистой толщи в определенных условиях образуется разлом сложной конфигурации: параллельный слоистости – секущий слоистость – параллельный слоистости. По данному разлому происходит надвигание висячего крыла на лежащее. Отметим три условия, при которых может быть использован предлагаемый метод: 1) толща должна быть слоистой, 2) перемещение осуществляется по плоскости срыва, 3) плоскость сместителя и плоскость слоистости в одном из крыльев разлома совпадают.

Изучение природных сдвиговых зон и их моделирование показало, что симметрия всех структурных элементов этих зон связана с моноклиной симметрией деформации [13, 18, 20]. Таким образом, идеализированная разломная зона, сформированная в условиях прогрессивной несоосной деформации, имеет моноклиную симметрию (см. рис. 1, Б) [14, 23]. Структуры, которые могут быть описаны моделью дуплекса, тоже характеризуются моноклиной симметрией, определяемой простой зеркальной плоскостью (см. рис. 1, А). Эта плоскость может быть найдена из геометрии и асимметрии структурных элементов, а направление перемещения определяется как линия пересе-

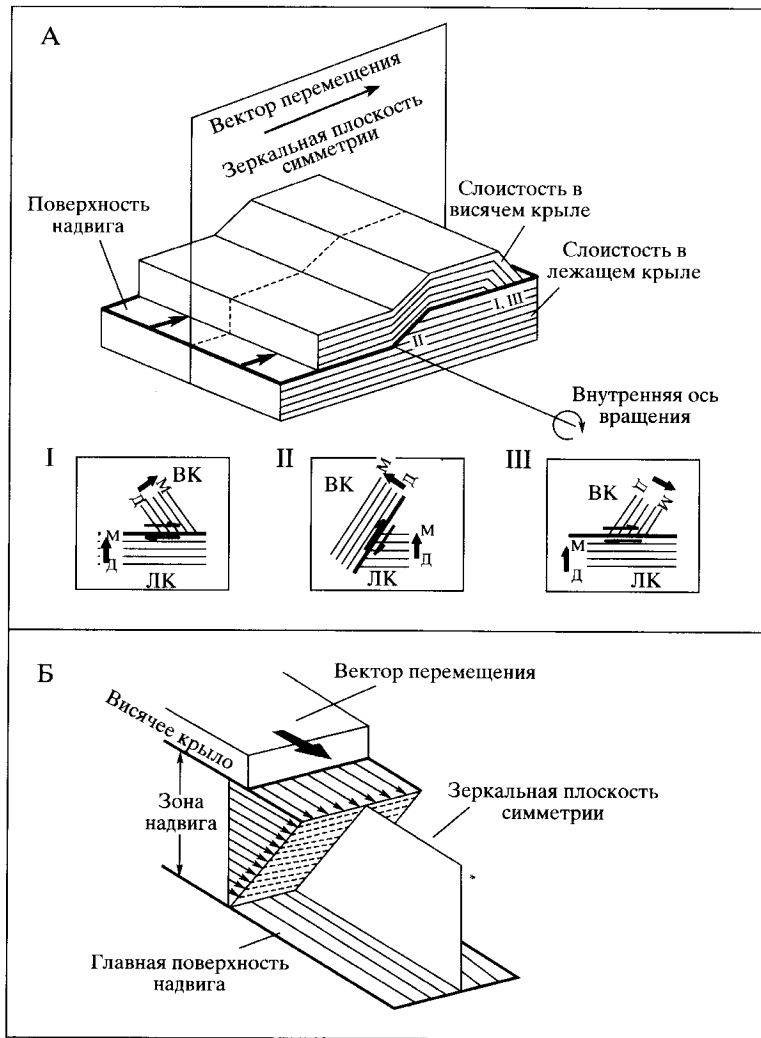


Рис. 1. А – Идеализированная модель дуплекс-структуры ([22] с изменениями авторов).

Модель адаптирована для метода анализа структур срезания слоистости. I, II, III – возможные соотношения слоистости в висячем (ВК) и лежащем (ЛК) крыле. Утолщенной линией показаны разломы. Стратиграфическая последовательность от древних (Д) к молодым (М) показана стрелкой. Пояснения в тексте.

Б – Идеализированная схема надвиговой зоны с моноклинной симметрией, сформированной в условиях прогрессивной несоосной деформации [14, 23].

чения плоскости симметрии с поверхностью разлома.

Полевые исследования показали, что в реальных обнажениях наблюдаются как срезания слоистости висячего крыла (см. рис. 1, А, I), так и срезания слоистости лежачего крыла (см. рис. 1, А, II). Направление перемещения определяется по соотношению стратиграфических последовательностей в висячем и лежащем крыле. В висячем крыле разлом срезает слоистость в направлении от древних отложений к молодым (см. рис. 1, А, I), а в лежащем крыле наоборот – от молодых к древним (см. рис. 1, А, II). Особый случай, также наблюдаемый в реальных обнажениях, когда слоистость в висячем крыле опрокинута (см. рис. 1, А, III), однако правило для висячего крыла остается

верным. Рассматриваемые структуры фактически несут информацию о вращательной компоненте перемещения, поэтому ориентировка и асимметрия данных структур могут быть представлены внутренней осью вращения (см. рис. 1, А), по аналогии с методом анализа внутренних осей вращения [14]. Данная ось является осевым вектором и указывает направление вращения, которое может быть представлено как “Z” или “S”-вращение. Z соответствует вращению по часовой стрелке, S – против часовой стрелки, если смотреть по направлению осевого вектора. Z- или S-вращение описывается правилом “правой или левой руки”, согласно которому если большой палец ориентирован по направлению оси, то остальные пальцы, сжатые в кулак, указывают направление вращения.

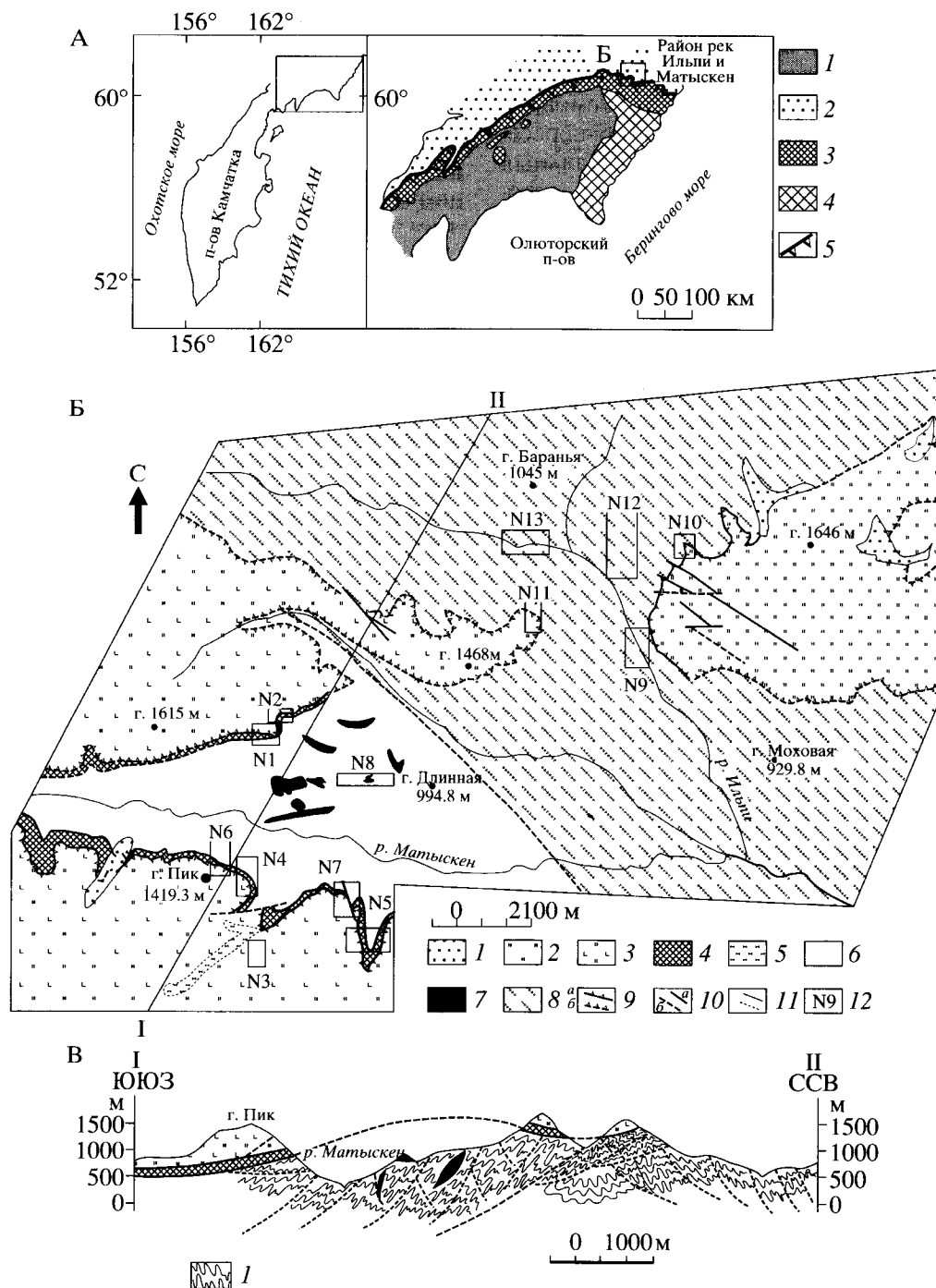


Рис. 2. Геологическое строение района верховий рек Ильи и Матыскен.

А – Расположение района работ в области сочленения Укэлятской и Олюторской зон.

1 – кайнозойские отложения; 2 – меловые – палеогеновые отложения Укэлятской зоны; 3, 4 – меловые отложения Олюторской зоны: 3 – фронтальной части, 4 – района Олюторского хребта; 5 – Ватыно-Вывенский надвиг.

Б – Геологическая схема района верховий рек Ильи и Матыскен. Составлена при участии Г.В. Ледневой, Дж.И. Гарвера с использованием материалов А.В. Дитмара, К.С. Агеева, А.С. Финогентова и Э.С. Алексева.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2, 3 – вулканогенно-кремнистые отложения: 2 – кремни, яшмы, 3 – афировые пиллоу-базальты, кремни, яшмы; 4 – зона Ватыно-Вывенского надвига; 5 – блоки дунитов, верлитов, клинопироксенитов; 6 – олистромовая толща; 7 – блоки базальтового состава; 8 – укэлятские флишoidные отложения; 9 – надвиги: а – установленные, б – дешифрируемые на аэрофотоснимках; 10 – крутопадающие разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 11 – контакты: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – номера доменов, в пределах которых проведены структурные наблюдения.

В – Схематический геологический профиль по линии I (ЮЮЗ) – II (ССВ).

Условные обозначения такие же, как и для рис. 2, Б, кроме 1 – складчатые деформации автхтона.

Таким образом, для того чтобы найти вектор перемещения для единичной структуры срезания слоистости, достаточно измерить ориентировки плоскости разлома и поверхности срезаемой им слоистости, а затем вычислить линию их пересечения – внутреннюю ось вращения. Локальный вектор перемещения будет находиться в плоскости разлома, ортогонально по отношению к внутренней оси вращения. Однако, как показывают исследования региональных разломных зон [8, 14], ориентировка структур в них изменяется в достаточно широком диапазоне, поэтому для того чтобы определить направление регионального вектора перемещения, необходимо как можно большее количество замеров локальных структур срезания слоистости и соответствующая их статистическая обработка.

Вычисления региональной (синоптической) внутренней оси вращения и регионального (синоптического) вектора перемещения производятся по алгоритму, предложенному для метода анализа внутренних осей вращения [14]. Строится стереограмма (сетка Шмидта) распределения локальных внутренних осей вращения, находится поверхность “усредненного” разлома, определяемая как дуга большого круга, вдоль которого распределены локальные оси вращения. Зеркальная плоскость симметрии разделяет структурные элементы с S- и Z-симметрией на две группы, ортогональна “усредненной” плоскости разлома и перпендикулярна максимуму локальных осей вращения. Максимум локальных осей вращения соответствует максимальному значению собственного вектора, характеризующего распределение этих осей, и является оценкой синоптической внутренней оси вращения в современных географических координатах. Для того чтобы оценить направление перемещения в плоскости разлома, применяют следующую процедуру. Все оси локальных структур срезания слоистости, имеющие S-симметрию, представляются как Z-оси. Например, S-ось, проецирующаяся на верхнюю полусферу при переводе в Z-ось, зеркально отобразится на нижней полусфере. Затем Z-трансформированные оси проецируются на плоскость “усредненного” разлома – это так называемая стереограмма, параллельная плоскости “усредненного” разлома. Максимум распределения Z-трансформированных осей определяет синоптическую ось вращения в плоскости “усредненного” разлома, а ортогонально ей в этой же плоскости лежит синоптический (региональный) вектор перемещения всякого крыла относительно лежащего. Некоторые особенности оценки синоптических осей вращения и векторов будут рассмотрены при описании применения метода к региональным объектам.

Проверка метода. Региональные примеры

Мы протестировали возможности предложенного метода на двух региональных примерах: 1) флишоидном комплексе Укэляятского прогиба на юге Корякского нагорья [12] и 2) флише таврической серии, обнажающемся на Южном берегу Крыма [2, 19].

Структуры флишоидного комплекса Укэляятского прогиба

Укэляятская зона выделяется на юге Корякского нагорья и отделяет структуры Олюторской зоны от аккреционных комплексов Корякского нагорья, расположенных к северу (рис. 2, А). Флишоидные отложения Укэляятской зоны сформированы в мелу–палеогене вдоль Евразийской континентальной окраины [6, 9]. Отложения Укэляятской зоны значительно дислоцированы.

Наши структурные исследования проводились вдоль южной границы Укэляятской зоны, где алтохтонные комплексы Олюторской зоны по Ватыно-Вывенскому надвигу шарьированы на автохтонные укэляятские флишевые отложения (см. рис. 2, Б). Автохтон сложен песчаниками, алевролитами и аргиллитами, образующими флишоидное переслаивание, реже гравелитами и конгломератами. В районе рек Ильпи и Матыскен (см. рис. 2, Б) в верхней части автохтона, сложенного флишем, описана интенсивно тектонизированная толща, возможно, первоначально олистостромовой природы. Матрикс сложен черными алевропелитами с редкими маломощными прослоями песчаников. Блоки представлены порфиоровыми и афиоровыми базальтами, лавобрекчиями и гиалокластитамы базальтового состава, габброидами и габбро-диоритами, редко черными и зелеными кремнями [10]. Возраст толщи определен трековым датированием циркона как позднемаастрихт-среднеэоценовый ($66.1 \pm 6.3 - 43.9 \pm 3.6$ млн. лет) [9, 15, 16].

В районе рек Ильпи и Матыскен в отложениях автохтона установлено закономерное распределение складок с различной вергентностью (см. рис. 2, Б, В). Северная вергентность в олистостромовой толще, обнажающейся вблизи Ватыно-Вывенского надвига (рис. 3, А; см. домены 1–8 на рис. 2, Б), через зону веерообразной складчатости сменяется на юго-юго-западную при удалении от надвига (см. домены 9–13 на рис. 2, Б; рис. 3, Б). В пределах доменов 9–13 осевые поверхности складок падают как на северо-северо-восток, так и на юго-юго-запад (см. рис. 3, Г), а оси складок имеют запад-северо-западное и восток-юго-восточное склонение и пологое наклонение (см. рис. 3, Г), развит кливаж осевой поверхности складок (см. рис. 3, В). Анализ всех типов структур автохтон-

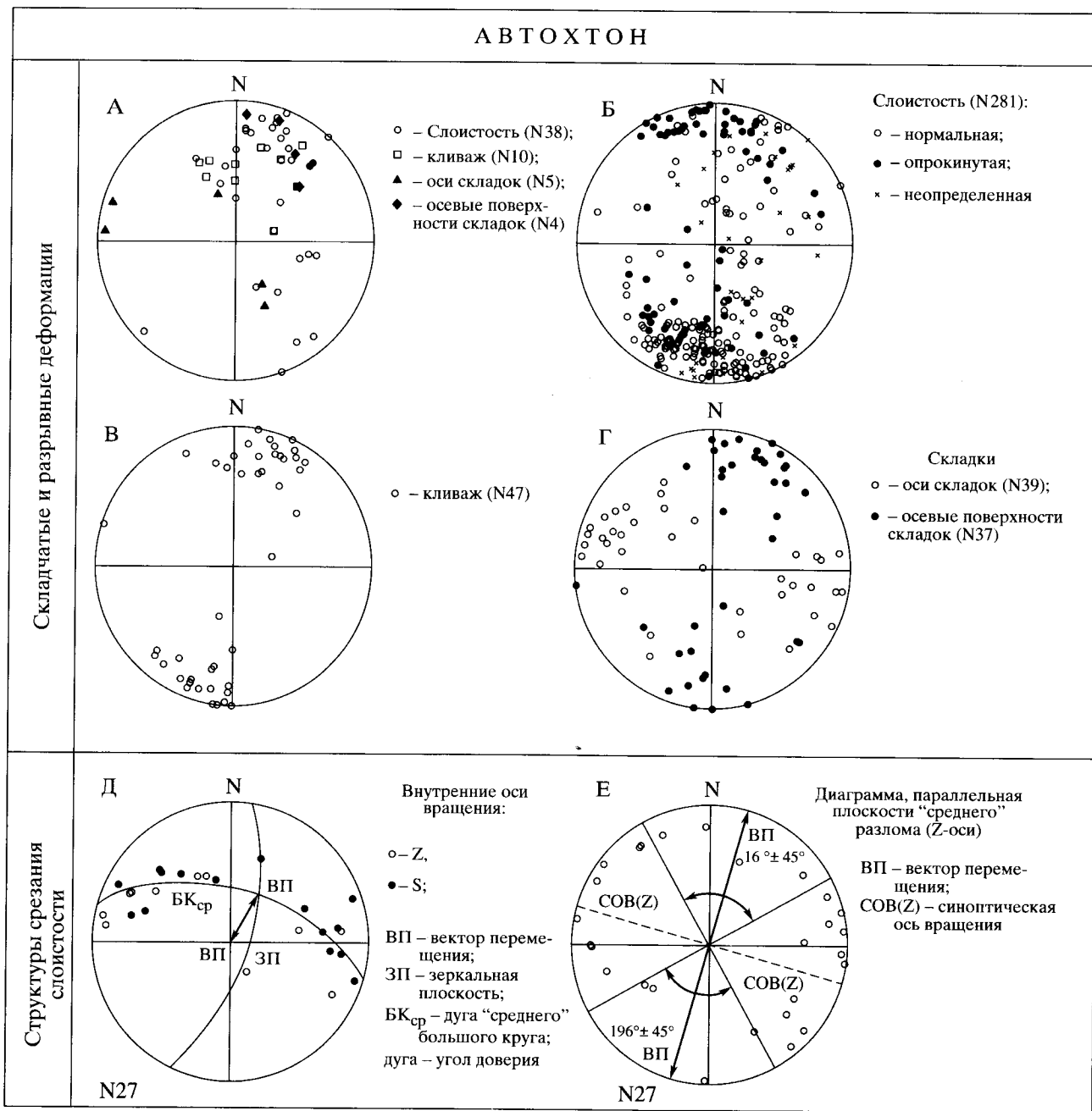


Таблица 1. Ориентировки плоскостных элементов в структурах срезания слоистости, вычисленные локальные внутренние оси вращения и векторы перемещения (флишоидные отложения в верховьях р. Ильпи)

Тип крыла ¹	Ориентировка слоистости		Нор./опр. ²	Ориентировка разлома		Нор./опр. ³	Внутренняя ось вращения		Угол ⁴	Вектор перемещения	
	AD	A		AD	A		D	I		D	I
ЛК	179	84	О	203	51	О	86	-30	40	150	+37
ЛК	338	45	Н	351	40	О	202	-36	10	280	+16
ЛК	349	34	Н	357	20	Н	250	-6	14	338	+19
ВК	10	68	Н	42	40	Н	266	-31	38	341	+22
ВК	260	62	Н	342	40	Н	145	-39	64	242	-9
ВК	002	65	Н	205	85	О	111	-36	37	302	-54
ВК	207	58	О	007	80	Н	281	+23	46	75	+64
ВК	030	73	Н	174	68	О	105	+41	53	244	+41
ВК	162	74	О	018	75	Н	271	-48	48	300	+38
ВК	220	50	О	158	82	О	239	-48	64	75	-42
ВК	020	75	Н	010	52	Н	295	+19	25	46	+46
ВК	080	53	Н	010	71	Н	74	+53	63	116	-38
ВК	000	54	Н	320	57	Н	349	+54	33	59	-14
ЛК	165	72	Н	355	82	О	262	-21	28	64	-69
ВК	020	52	Н	005	65	Н	75	+36	18	121	-43
ВК	042	68	Н	030	58	Н	332	+40	15	99	+30
ВК	260	46	Н	019	58	Н	132	-32	86	135	-53
ВК	019	57	Н	008	49	Н	317	+36	12	70	+28
ЛК	015	65	Н	018	57	Н	277	-16	8	32	+56
ВК	357	52	Н	019	57	Н	163	-51	19	317	-36
ВК	025	56	Н	035	70	Н	136	-28	17	342	-55
ВК	019	55	Н	025	80	Н	117	-11	26	337	-75
ВК	243	70	О	021	70	Н	312	+45	33	94	+39
ЛК	200	86	Н	020	74	О	290	0	70	200	-74
ВК	105	77	Н	065	89	Н	152	+71	41	155	-19
ЛК	012	83	О	008	54	О	283	+7	29	202	-53
ЛК	318	52	Н	006	28	Н	105	-27	38	302	+13

Примечания. AD – азимут и A – угол падения плоскостного структурного элемента; D – склонение и I – наклонение оси или вектора. Положительное значение наклонения – проекция направления на нижнюю полусферу, отрицательное – на верхнюю.
¹: ЛК – лежачее, ВК – висячие крылья; ² – падение слоистости в срезаемом крыле: Н – нормальное, О – опрокинутое; ³ – падение слоистости, параллельной разлому; ⁴ – угол между плоскостью разлома и поверхностью срезаемой слоистости. Вектор перемещения (для локальной структуры) рассчитан как линия пересечения плоскости разлома и плоскости, ортогональной внутренней оси вращения. Жирным шрифтом показаны данные о структурах, использованные для построения рис. 4, А–Г.

зультата стандартными структурными методами. В области развития флиша без олистолитов (см. домены 9–13, рис. 2, Б) было изучено 27 структур срезания слоистости разломом (табл. 1). В обнажениях наблюдались все возможные варианты соотношений разломов и слоистостей, показанные на рис. 1, I, II, III. По полевым замерам плоскостей слоистостей и поверхностей разломов, срезающих их, были рассчитаны внутренние оси вращения (см. табл. 1). Локальные векторы перемещений вычислены как линии пересечения плоскости ортогональной внутренней оси вращения

и поверхности сместителя. В двух случаях удалось наблюдать структуры срезания слоистости одновременно с другими кинематическими индикаторами – асимметричными складками или складками волочения (рис. 4, А, Б). В первом случае в висячем крыле структуры срезания слоистости отмечена Z-асимметричная складка (ориентировка оси – 60°, 45°), указывающая на перемещение в юго-восточном направлении. Внутренняя ось вращения, вычисленная по структуре срезания слоистости, очень близка к оси асимметричной складки (ориентировка – 74°, 53°) и позволяет

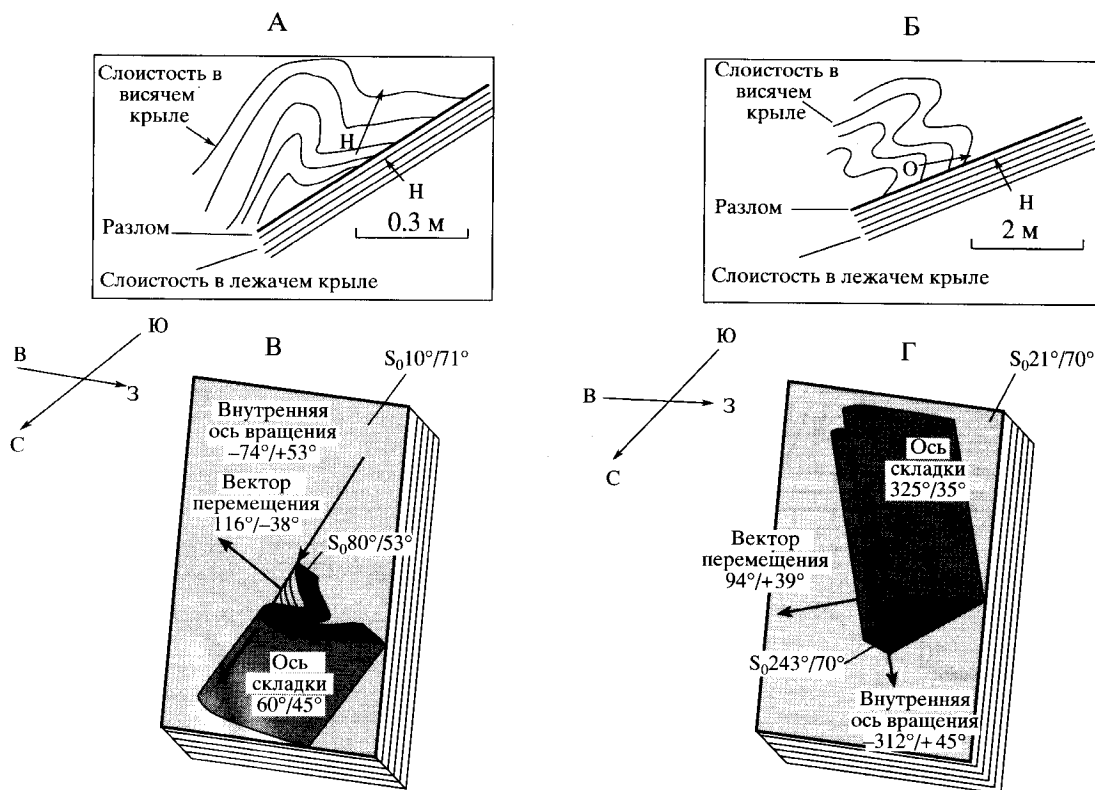


Рис. 4. Кинематические индикаторы двух типов – асимметричные складки и структуры срезания слоистости: А, Б – зарисовки реальных обнажений (Н – нормальное, О – опрокинутое залегание слоистости); В, Г – блок-диаграммы соотношений асимметричных складок и структур срезания слоистости (слоистости (S_0) и оси складок замерены в реальных обнажениях, внутренние оси вращения и векторы перемещения вычислены (см. табл. 1, жирным шрифтом выделены приведенные примеры).

рассчитать вектор перемещения, направленный на юго-восток (116° , 38°) (см. рис. 4, В). Во втором случае также ось асимметричной складки близка к внутренней оси вращения структуры срезания слоистости (см. рис. 4, Г). Таким образом, структуры срезания слоистости являются хорошими кинематическими индикаторами, что подтверждается другими структурами, позволяющими оценивать направления перемещений.

Для реконструкции направления регионально-го палеостресса анализируется характер распределения внутренних осей вращения для локальных структур (см. табл. 1). Рассчитанные внутренние оси вращения образуют пояс вокруг дуги большого круга (см. рис. 3, Д), что весьма характерно для разломных зон с моноклинной симметрией [14]. Дуга большого круга определяет плоскость “усредненного” разлома (16° , 58°). Оси с S- и Z-асимметрией образуют смешанное распределение, это указывает на то, что перемещения по разломам происходили как на северо-северо-восток, так и на юго-юго-запад. Синоптический (региональный) вектор перемещения можно оценить двумя способами. Во-первых, синоптический вектор может быть найден как среднее векторов пе-

ремещения для локальных структур (см. табл. 1). В плоскости “усредненного” разлома оценки двух разнонаправленных векторов будут следующими – $11^\circ \pm 35^\circ$ и $191^\circ \pm 35^\circ$. Во-вторых, синоптические внутренняя ось вращения и вектор перемещения могут быть рассчитаны по алгоритму, приведенному при описании метода (см. выше, [14]). Согласно такой оценке получены векторы $16^\circ \pm 45^\circ$ и $196^\circ \pm 45^\circ$ (см. рис. 3, Е). Хотя значения векторов, полученные первым и вторым способом, весьма близки, мы предпочитаем вторую оценку, так как она сделана с учетом моноклинной симметрии разломной зоны и лучше осредняет случайные вариации.

Таким образом, рассчитанные векторы перемещения (см. рис. 3, Е) показывают, что образование внутриформационных надвигов при деформации флиша Укэляятского прогиба происходило как в северо-северо-восточном направлении, так и в юго-юго-западном, формировалась веерообразная вергентность. Правильность результата, полученного методом анализа структур срезания слоистости, подтверждена другими структурными данными, приведенными выше. Отметим, что предложенный метод позволяет количест-

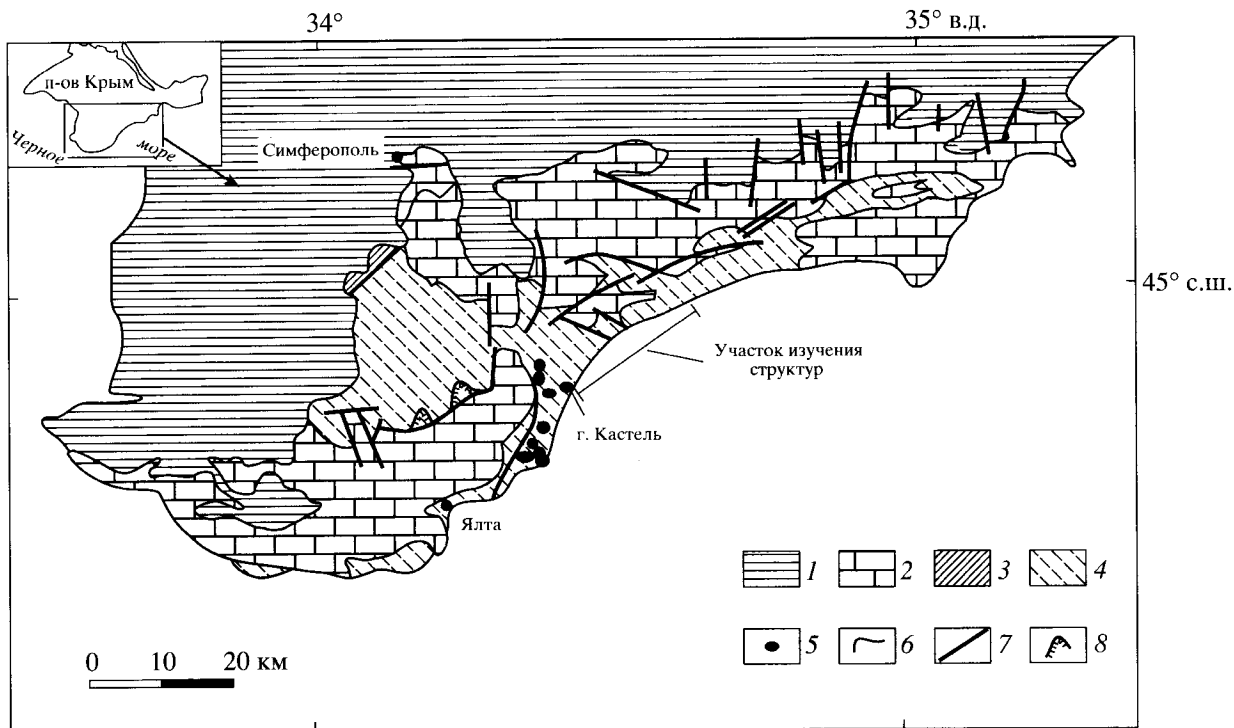


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Горного Крыма [2].

1 – меловые – неогеновые и 2 – верхнеюрские отложения; 3, 4 – среднетриасовый – среднеюрский крымский комплекс: 3 – эскиординская и карадагская, 4 – таврическая серии; 5 – байосские интрузивы; 6 – геологические границы; 7, 8 – разрывные нарушения: 7 – сбросово-взбросового и 8 – надвигового типов.

венно оценить региональный вектор перемещения и определить доверительный интервал этого значения.

Структуры флиша таврической серии (Южный берег Крыма)

Таврическая серия входит в состав среднетриасового – среднеюрского крымского комплекса, обнажающегося в пределах Крымского полуострова (рис. 5). Отложения комплекса значительно деформированы и занимают наиболее низкое структурное положение. Таврическая серия представлена флишоидным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов поздне триасового – среднеюрского возраста [2, 19]. Нигде в Крыму не обнаружено видимое основание серии, не известны и соотношения с подстилающими толщами. Таврическая серия перекрывается со структурным несогласием на юге и востоке Качинского поднятия отложениями верхней юры, а на севере и западе – породами нижнего мела. Отложения таврической серии являются проксимальными и дистальными турбидитами, сформировавшимися в бассейне, разделявшем в поздне триасовое – среднеюрское время Скифскую плиту и террейн Эвксиния [19].

Изучение структуры таврической серии проведено на Южном берегу Крыма на участке пос. Семиречье–гора Кагель (см. рис. 5). Флиш деформирован в складки южной, юго-восточной vergentности, причем слоистость с нормальным залеганием имеет преимущественно северное падение, а с опрокинутым – южное (рис. 6, А). Встречаются изоклинали лежащие складки. Осевые поверхности складок падают на северо-запад, север (см. рис. 6, А). Оси складок имеют субширотное простирание и достаточно пологое падение (см. рис. 6, Б). Асимметричные складки или складки волочения указывают тектонический транспорт структурно верхних частей серии относительно нижних в южном, юго-восточном направлении (см. рис. 6, Б). Во флише, наряду с асимметричными складками, развиты структуры срезания слоистости (табл. 2). Вычисленные внутренние оси вращения для структур срезания слоистости распределены вдоль дуги большого круга на стереограмме (см. рис. 6, В), что характерно для деформационных зон с моноклинной симметрией. Дуга большого круга определяет плоскость “усредненного” разлома ($41^\circ, 13^\circ$). Оси с Z-асимметрией образуют кластер в восточных румбах, что указывает на направление перемещения по внутриформационным надвигам в южном направлении. Синоптический вектор, найденный как

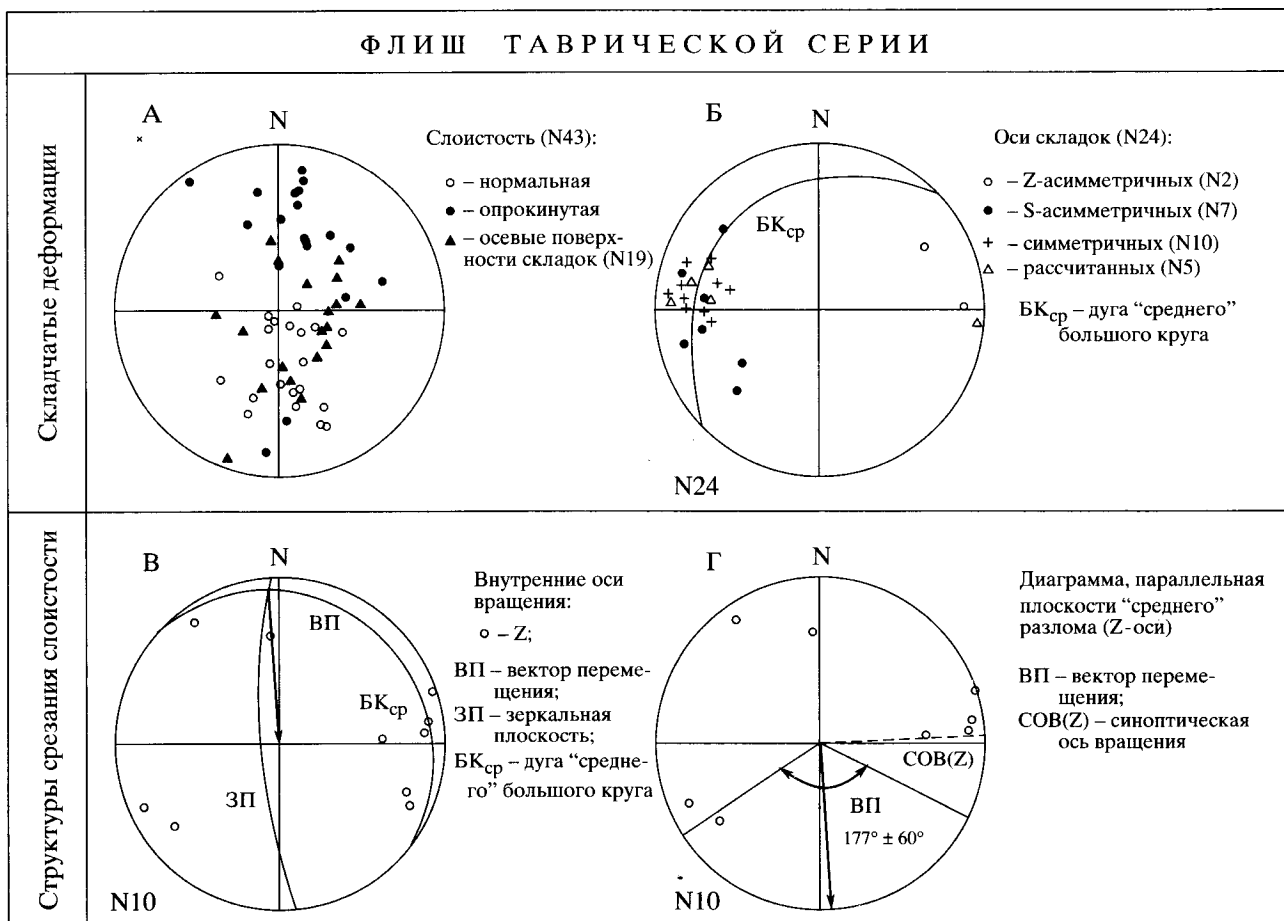


Рис. 6. Данные структурно-кинематического анализа для флишеидных пород таврической серии (Южный берег Крыма, см. рис. 5).

Все структурные элементы показаны на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу. N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм. Ориентировка плоскостных структурных элементов (слоистость, кливаж, осевая поверхность складки) показана как ориентировка полюса (нормали), линейные структурные элементы (ось складки, ось вращения) – в соответствии с их склонением и наклонением.

A–B – диаграммы: A – полюсов слоистости и осевых поверхностей складок, B – осей складок, B – внутренних осей вращения для структур срезания слоистости; Г – Z-трансформированные оси вращения в проекции на “усредненную” плоскость разлома. ВП – вектор перемещения, дугой показан угол доверия.

среднее векторов перемещения для локальных структур (см. табл. 1) в плоскости “усредненного” разлома, имеет оценку $171^\circ \pm 47^\circ$. Синоптический вектор перемещения, рассчитанный как перпендикуляр к синоптической оси вращения в плоскости “усредненного” разлома, соответствует $177^\circ \pm 60^\circ$ (см. рис. 6, Г). Значения вектора, полученные первым и вторым методом, весьма близки, но мы предпочитаем вторую оценку.

Перемещение висячих крыльев внутриформационных надвигов в отложениях таврической серии, согласно анализу структур срезания слоистости, происходило в южном направлении. Этот результат подтверждается другими структурными данными (см. рис. 6, A, B), в частности, такими широко используемыми кинематическими инди-

каторами, как асимметричные складки или складки волочения (см. рис. 6, B).

Обсуждение

Опыт авторов статьи показывает, что структуры срезания слоистости разломом, наблюдающиеся достаточно часто в деформированных слоистых толщах одних регионов, могут отсутствовать или встречаться редко в аналогичных комплексах других регионов. По существовавшим ранее представлениям в слоистой толще в условиях горизонтального сжатия надвига возникают на стадии общего сплющивания, когда исчерпываются возможности компенсации продольного укорочения толщи смятием слоев в складки [1]. Однако исследования последних лет, в частности, физическое, математическое моде-

Таблица 2. Ориентировки плоскостных элементов в структурах срезания слоистости, вычисленные локальные внутренние оси вращения и векторы перемещения (отложения таврической серии, южный берег Крыма)

Тип крыла ¹	Ориентировка слоистости		Нор./ /опр. ²	Ориентировка разлома		Нор./ /опр. ³	Внутренняя ось вращения		Угол ⁴	Вектор перемещения	
	AD	A		AD	A		D	I		D	I
ВК	225	40	Н	270	20	Н	111	-19	29	199	+7
ВК	40	46	Н	325	40	Н	355	+36	49	74	-15
ЛК	285	32	Н	244	21	Н	232	+21	21	341	-3
ЛК	250	39	Н	220	49	Н	88	-38	23	155	+26
ВК	200	29	Н	188	47	Н	86	-13	19	163	+44
ВК	230	12	Н	313	16	Н	82	-10	19	174	-12
ВК	14	49	Н	22	73	Н	116	-14	25	221	-46
ВК	165	51	О	176	15	Н	72	+4	36	161	+15
ВК	165	47	Н	183	22	Н	245	+11	27	144	+45
ЛК	350	13	Н	287	15	Н	325	+12	15	53	-9

Примечания. AD – азимут и A – угол падения плоскостного структурного элемента; D – склонение и I – наклонение оси или вектора. Положительное значение наклонения – проекция направления на нижнюю полусферу, отрицательное – на верхнюю. ¹: ЛК – лежачее, ВК – висячие крылья; ² – падение слоистости в срезаемом крыле: Н – нормальное, О – опрокинутое; ³ – падение слоистости, параллельной разлому; ⁴ – угол между плоскостью разлома и поверхностью срезаемой слоистости. Вектор перемещения (для локальной структуры) рассчитан как линия пересечения плоскости разлома и плоскости, ортогональной внутренней оси вращения. Жирным шрифтом показаны данные о структурах, использованные для построения рис. 4, А–Г.

лирование структур и натурные наблюдения, показывают, что формирование надвигов (структур срезания слоистости как частный случай) возможно не только на стадии общего сплющивания. Для того чтобы деформация реализовывалась посредством образования структур срезания слоистости, необходимы определенные условия. К таким условиям относятся: 1) вещественный состав отложений, 2) РТ-условия (т.е. структурная глубина деформации), 3) скорость деформации и 4) характер фундамента. Соотношение этих четырех условий, в первую очередь, определяет, будут ли формироваться складчатые формы посредством изгиба слоев или будут образовываться надвиги в результате скалывания.

Вещественный состав. Способность слоистой толщи деформироваться тем или иным образом зависит от ее вещественного состава [7]; так, “результаты моделирования показали, что при определенном сочетании таких параметров, как контраст вязкости соседних слоев, способность их проскальзывать друг относительно друга, их мощность, энергетически более выгодным становится образование надвигов уже на первых этапах деформирования. В слоистой толще могут формироваться слепые надвиги, сместитель которых не выходит на дневную поверхность, затухая в маловязком слое или на границе облегченного скольжения слоев” [3, с. 11]. Таким образом, моделирование и натурные наблюдения подтверждают, что в слоистых (флишоидных) толщах достаточно часто деформации реализуются

посредством образования структур срезания слоистости. Другой важной характеристикой вещественного состава слоистых толщ является состояние вещества, т.е. степень литификации, что напрямую связано с РТ-условиями, в которых находилась толща.

РТ-условия (структурная глубина деформации). Для того чтобы в слоистой толще могли проявиться хрупкие, надвиговые деформации, породы толщ должны пройти стадию диагенеза и находиться в области низких температур (<200°C) и давлений, т.е. в близповерхностных условиях. Доказательством этому служит отсутствие значительных метаморфических изменений флишоидных пород Укэляятской зоны и таврической серии. В песчаниках флишоидного комплекса, изученного в пределах Укэляятской зоны (см. выше), практически отсутствует кливаж, образующийся при растворении зерен под давлением [21]. Детритовые цирконы, выделенные из песчаников Укэляятской зоны, не испытали нагрева выше ~180–240°C после осаждения в бассейне, это подтверждено методом трекового датирования [9, 15, 16]. Детритовые апатиты из тех же пород нагревались до температуры ~60–120°C после осаждения [16], значит, структурная мощность перекрывающих пород не превышала ~3–4 км в условиях нормального температурного градиента (25° С/км). Все приведенные прямые и косвенные данные указывают, что формирование структур срезания слоистости происходит преимущественно в близ-

поверхностных условиях при низких температурах и давлениях.

Скорость деформации. Хрупкие деформации преобладают над складчатыми при повышенных скоростях геологических процессов. Примеры, приведенные в статье, взяты из регионов с активной геодинамикой. Отложения Укэляятской зоны деформированы в области конвергенции океанической и континентальной литосферы, а отсутствие четко выраженного кливажа типа растворения под давлением [21] подтверждает предположение о высокой скорости деформации при формировании структур Укэляятской зоны.

Характер фундамента. Физическое моделирование процесса деформирования слоистых толщ показало, что значительное влияние на формирование надвигов оказывает присутствие в основании толщи жесткого фундамента [3]. Жесткое основание препятствует образованию складок, мешая развитию синклиналей, необходимому для компенсации воздымания смежных с ними антиклиналей [4]. "В толще, находящейся вблизи фундамента и состоящей из слоев различной вязкости, возможна смена пластического изгиба слоев на образование слепых надвигов в нижних ее частях" [3, с. 12]. По-видимому, роль жесткого фундамента могут играть любые комплексы, имеющие суммарную вязкость, превышающую вязкость перекрывающих пород. В нашем случае отложения Укэляятской зоны формировались у подножия и на террасах континентального склона; вероятно, жесткий континентальный фундамент сыграл свою роль при образовании деформаций.

Таким образом, присутствие структур срезания слоистости в той или иной слоистой толще предполагает, что их формирование происходило в строго определенных условиях: в близповерхностных условиях, при значительной скорости деформации, на жестком структурном фундаменте.

Выводы

1. Метод анализа структур срезания слоистости разломом при определенных допущениях позволяет определять кинематику разрывных нарушений в слоистых толщах, а массовые замеры структур срезания слоистости и их соответствующая обработка дают возможность оценить направление регионального тектонического транспорта.

2. Опробование метода анализа структур срезания слоистости на двух геологических объектах показало, что он дает результаты, сходные с результатами, полученными другими структурно-кинематическими методами. Это подтверждает правильность сделанных допущений и позволяет

использовать метод для реконструкций геодинамики различных регионов.

3. Структуры срезания слоистости разломом формируются в слоистых толщах, где существует контраст вязкости соседних слоев и способность их проскальзывать друг относительно друга. Эти структуры образуются в толщах, прошедших стадию диагенеза и находящихся при низкой температуре (<200°C) и давлении. Надвиговые деформации преобладают над складчатыми при значительных скоростях деформаций. Значительное влияние на формирование надвигов оказывает присутствие в основании толщи жесткого фундамента.

Авторы выражают благодарность Г.В. Ледневой и Дж.И. Гарверу за помощь в проведении полевых работ и весьма признательны рецензентам В.С. Буртману и А.В. Лукьянову, критические замечания которых способствовали улучшению рукописи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-05-64525) и NSF EAR 94-18989 и 94-18990.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Недра, 1986. 192 с.
2. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Под ред. О.А. Мазаровича и В.С. Милеева. М.: Изд-во МГУ, 1989. 168 с.
3. Голев М.Б. Результаты физического моделирования процесса образования надвигов в слоистых толщах в условиях горизонтального сжатия // Геологические исследования литосферы. М.: Ин-т литосферы РАН, 1995. С. 11–12.
4. Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19–29.
5. Гончаров М.А., Фролова Н.С. Моделирование процесса формирования шарьяжей с применением ЭВМ // Вестн. МГУ. Серия 4. Геология. 1995. № 3. С. 49–60.
6. Ермаков Б.В., Супруненко О.И. Строение и условия формирования позднемиоценовых и миоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области // Советская геология. 1975. № 12. С. 53–65.
7. Методы моделирования в структурной геологии // М.: Недра, 1988. 222 с.
8. Соловьев А.В. Геологическое строение и кинематика Ватыно-Вывенского надвига (Корякское нагорье) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т литосферы РАН, 1997. 24 с.
9. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Богданов Н.А., Шапиро М.Н., Леднева Г.В. Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской континентальной окраиной: кинематические и возрастные аспекты // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 5. С. 666–668.

10. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В. Кампан-маастрихтские отложения фронтальной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 2. С. 71–79.
11. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // J. Geoph. Res. 1984. Vol. 89. P. 5835–5848.
12. Bogdanov N.A., Til'man S.M., Chelhovich V.D. Late Cretaceous-Cenozoic history of the Koryak-Kamchatka region and the Commander basin of the Bering Sea // International Geology Review. 1990. Vol. 32. № 12. P. 1185–1201.
13. Chester F.M., Logan J.M. Composite planar fabric of the gouge from the Punchbowl Fault, California // J. Structural Geol. 1987. Vol. 9. P. 621–634.
14. Cowan D.S., Brandon M.T. A symmetry-based method for kinematic analysis of the large-slip brittle fault zones // Am. J. Science. 1994. Vol. 294. P. 257–306.
15. Garver J.I., Bullen M.E., Brandon M.T., Soloviev A.V., Ledneva G.V., Bogdanov N.A. Age and thermal history of the Ukelayat flysch and its bearing on the timing of collision of the Olutorsky terrane, Northern Kamchatka, Russian Far East // 6-th International Zoneshain Conference. Moscow, Russia. 1998. P. 173–174.
16. Garver J.I., Bullen M.E., Brandon M.T., Soloviev A.V. Source of Ukelayat flysch and collision of the Olutorsky arc, Northern Kamchatka, Russian Far East // GSA. Abstracts with programs. 1998. Vol. 30. № 7. P. 296.
17. Hancock P.L. Brittle microtectonics: principles and practice // J. Structural Geol. 1985. Vol. 7. P. 437–457.
18. Logan J.M., Friedman M., Higgs N., Dengo C., Shimamoto T. Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones // Proceeding of Conference VIII on Analysis of Actual Fault Zones in Bedrock: U.S. Geological Survey. Open-File Report 79-1239. 1979. P. 305–343.
19. Mileev V.S., Rozanov S.B. The structure and tectonic evolution of the mountain Crimea // 5th Zoneshain conference on plate tectonics. Programme and abstracts. Moscow: GEOMAR, 1995. P. 81.
20. Morgenstern N.R., Tchalenko J.S. Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear // Geotechnique. 1967. Vol. 17. P. 309–328.
21. Rumthun A., Brandon M.T., Ring U. Fabric analysis in the Ukelayat Flysch in the footwall of the Vatyna thrust Zone, Kamchatka, Russia: Sedimentary or Tectonic Fabrics? EUG9. Abstract. Supplement № 1. Terra Nova. 1997. Vol. 9. P. 377.
22. Suppe J. Principles of structural geology. Englewood Cliffs. Prentice-Hall, Inc., 1985. 537 p.
23. Twiss R.J., Gefell N.J. Curved slickenfiber: a new brittle shear sense indicator with application to a sheared serpentinite // J. Structural Geol. 1990. Vol. 12. P. 471–481.

Рецензенты: В.С. Буртман, А.В. Лукьянов

Cutoff Method for Kinematic Analysis of Faults in Bedded Sequences

A. V. Solov'ev* and M. T. Brandon**

*Institute of the Lithosphere of Marginal and Inner Seas, Russian Academy of Sciences,
Staromonetniy per. 22, Moscow, 109017 Russia

**Yale University, 210 Whitney Avenue, P.O. Box 208109, New Haven, USA

Abstract—A new kinematic method, cutoff analysis, enables the reconstruction of fault kinematics in bedded sequences. Nappe (fault) zones formed in a setting of progressive non-coaxial deformation are characterized by monoclinic symmetry. This postulate provides an opportunity to estimate relative transport direction at a regional scale from synoptic stereographic analysis of cutoff structures. The method was applied to two geological sites. The obtained data were similar to those obtained by other fault-kinematic methods. This attests to the truth of our premises and the applicability of the new method to geodynamic reconstructions in various regions. Cutoff structures develop in specific settings, in near-surface bedded sequences resting upon a rigid structural basement, and at considerable deformation rates.

Сдано в набор 07.04.2000 г.

Подписано к печати 11.06.2000 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 4.2 тыс.

Уч.-изд. л. 11.9

Бум. л. 6.0

Тираж 332 экз.

Зак. 3731

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Учредители: Российская академия наук,

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН,

Геологический институт (ГИН) РАН