

**ПРОЯВЛЕНИЕ КАЙНОЗОЙСКИХ СДВИГОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ  
КРАСНОЙ РЕКИ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ ОСТРОВА КАТБА  
(СЕВЕРНЫЙ ВЬЕТНАМ)**

***С.А. Касаткин<sup>1</sup>, В.В. Голозубов<sup>1</sup>, Фунг Ван Фать<sup>2</sup>, Ле Дык Ань<sup>2</sup>***

<sup>1</sup> ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159,  
г. Владивосток, 690022; e-mail: [kasatkin04@hotmail.com](mailto:kasatkin04@hotmail.com)

<sup>2</sup> Институт морской геологии и геофизики Вьетнамской Академии Наук и Технологий, г. Ханой, Вьетнам;  
e-mail: [pvphach@yahoo.com](mailto:pvphach@yahoo.com)

Поступила в редакцию 1 сентября 2013 г.

Проведены структурные исследования карбонатных толщ о. Катба на участке северо-восточного обрамления системы разломов Красной Реки. Установлено, что слабдеформированные толщи рассечены сдвиговыми зонами СЗ (300–310°) простираения. Развитие пликативных и дизъюнктивных дислокаций происходило при доминировании левосторонних смещений вдоль сдвиговых зон на фоне ВСВ (80°) регионального сжатия и соответствует олигоцен-миоценовому этапу деформаций. Относительно слабо проявлены дислокации позднего, плиоцен-четвертичного этапа, происходившие на фоне ССЗ (330–350°) регионального сжатия. Данные сейсмомониторинга показывают, что эти дислокации продолжают существовать до настоящего времени.

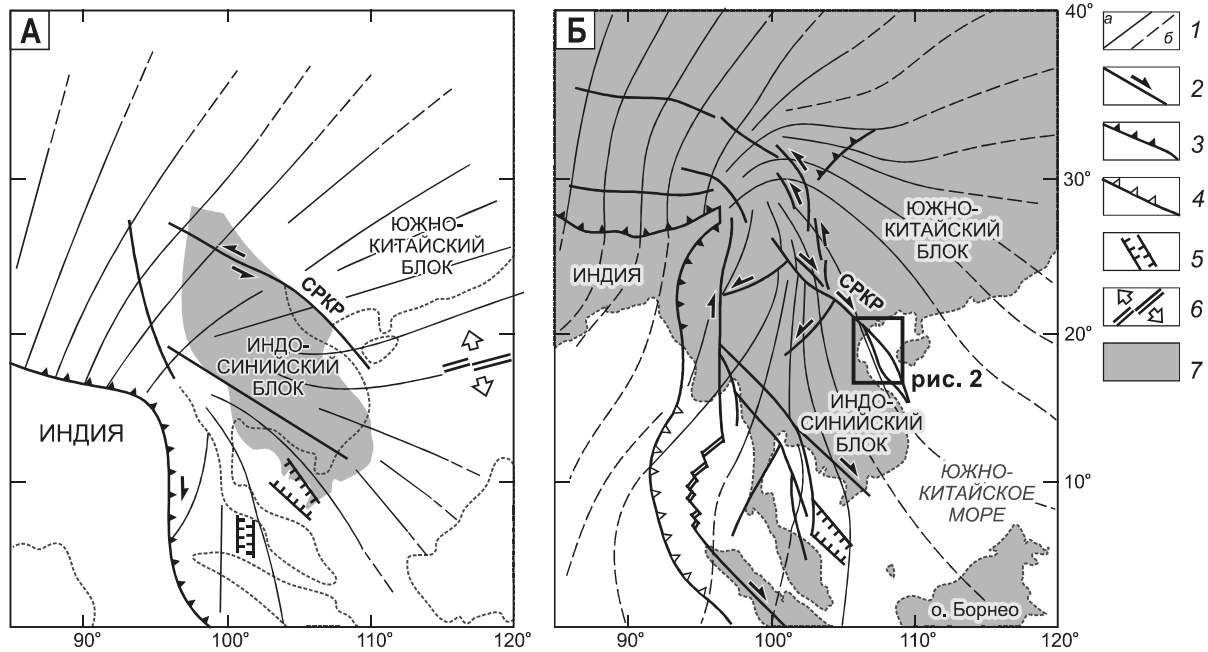
**Ключевые слова:** кайнозойские сдвиговые дислокации, палеозойские карбонатные породы, система разломов Красной Реки, о. Катба, Северный Вьетнам.

**ВВЕДЕНИЕ**

Система разломов Красной Реки является одной из крупнейших дизъюнктивных структур Юго-Восточной Азии. Она прослеживается в юго-восточном направлении от Тибета до побережья Южно-Китайского моря на расстояние около 1000 км, разделяя Южно-Китайский и Индосинийский блоки (рис. 1). На территории Северного Вьетнама система представлена серией субпараллельных разломов, прослеженных на расстояние около 200 км при ширине 20–50 км от границы с Китаем вдоль долины реки Красной вплоть до ее устья. Юго-восточнее г. Вьетчи в пределах Ханойского трога разломы перекрыты плиоцен-четвертичными отложениями дельты р. Красной. Ханойский трог представляет, в свою очередь, северо-западное клиновидное окончание кайнозойского осадочного бассейна Красной Реки, прослеживающегося далее на юго-восток уже в акватории Южно-Китайского моря вдоль побережья Вьетнама на расстояние около 500 км при ширине до 200 км (рис. 2 А). Формирование бассейновой впадины, ее заполнение и последующие деформации контролировались сдвиго-

выми смещениями вдоль разломов системы Красной Реки, ограничивающих бассейн и осложняющих его строение [17].

В связи с продолжающейся до настоящего времени Индо-Евразийской коллизией, сдвиговые дислокации системы разломов Красной Реки являются объектом пристального разностороннего изучения [9, 10, 12, 13, 15, 19 и др.]. В частности, установлено, что знак движения вдоль разломов менялся в ходе эволюции. В олигоцене–раннем миоцене (32–16 млн лет назад) происходили левосторонние смещения с амплитудами, по некоторым оценкам, более 500 км [10]. Многие исследователи предполагают, что эти смещения связаны с началом Индо-Евразийской коллизии (рис. 1 А) и вращением Индо-Синийского блока по часовой стрелке [8, 19 и др.]. Этот процесс сопровождался формированием приразломных грабенов и полуграбенов (в том числе – бассейна Красной Реки), заполнявшихся преимущественно континентальными, частично дельтовыми, реже прибрежно-морскими терригенными отложениями мощностью, превышающей порою 15 000 м [5, 11, 13, 17]. Сдвиговые



**Рис. 1.** Траектории максимальных сжимающих напряжений Индокитайского полуострова в олигоцене (А) и в настоящее время (Б) (по [8], адаптировано)

1 – траектории максимальных сжимающих напряжений: связанные с Индо-Евразийской коллизией напрямую (а) и с ее удаленным эффектом (б); 2 – разломы и направления смещения (стрелки); 3 – зона континентальной коллизии; 4 – зона субдукции; 5 – структуры растяжения; 6 – зоны спрединга; 7 – современное положение суши; СРКР – система разломов Красной Реки.

смещения, как и заполнение грабенов, происходили отнюдь не равномерно, о чем свидетельствуют установленные на сейсмограммах неоднократные эпизоды складчатых деформаций, сопровождающихся размывами и угловыми несогласиями [13, 17] (рис. 2 Б). Для промежутка времени от 16 до 5 млн лет назад предполагается некоторый спад тектонической активности в пределах зоны сдвига [10], а в плиоцен-четвертичное время (5–0 млн лет назад) по ней активизировались уже правосторонние движения с амплитудами, по разным оценкам, от 20 до 57 км [4, 10, 18]. В бассейне Красной Реки последние 5 млн лет происходило накопление новой порции терригенных отложений мощностью более 700 м, залегающих горизонтально и перекрывающих с угловым несогласием подстилающие миоценовые отложения [13, 17] (рис. 2 Б).

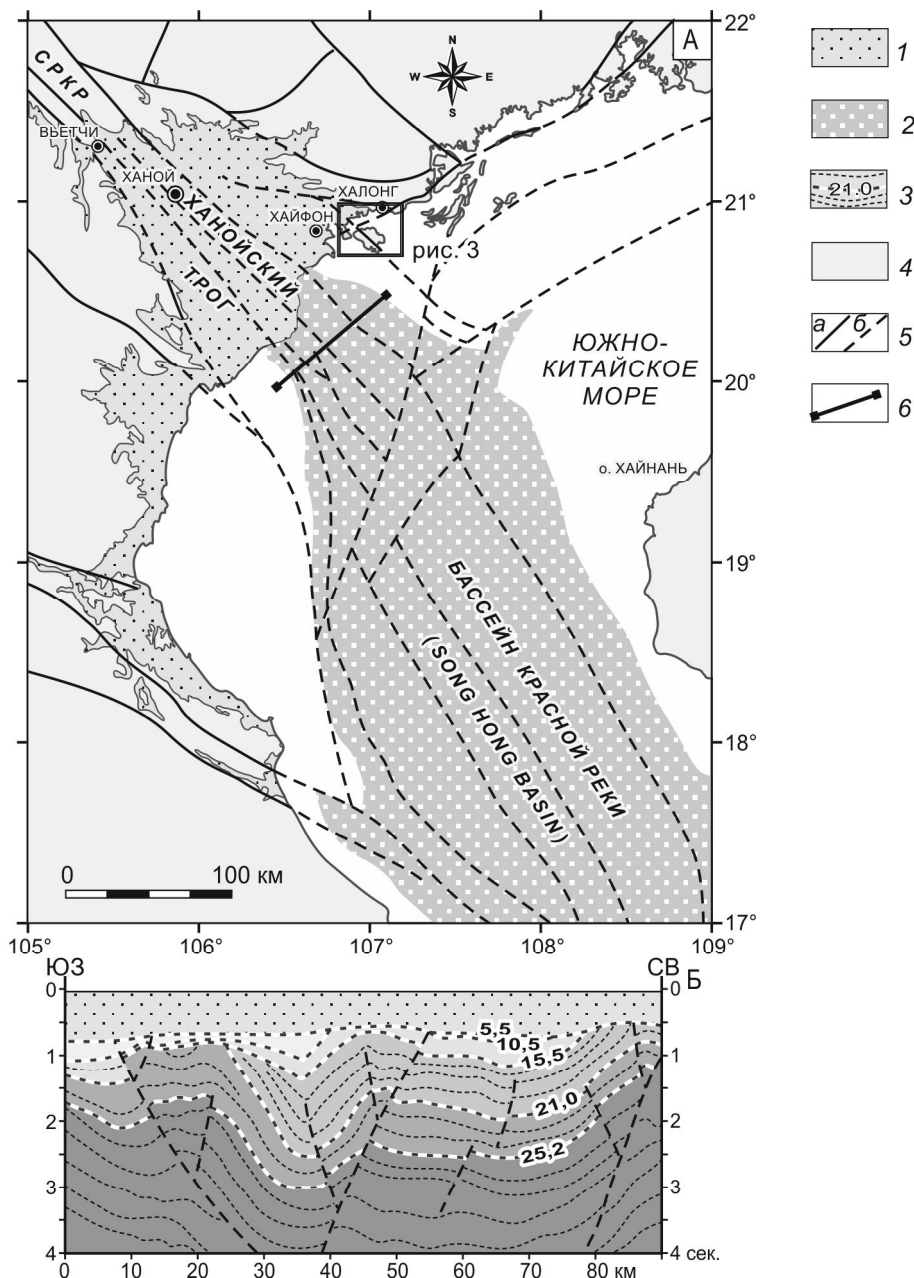
Система разломов Красной Реки, отлично видимая на космических снимках, сейсмоактивна до настоящего времени [2, 4]. Правосторонние смещения фиксируются по расшифровкам фокальных механизмов в очагах землетрясений [2] и реконструируются по разобщениям геоморфологических границ – конусов выноса, надпойменных террас и т.п. [4, 18, 21], а современные движения геоблоков прослеживаются по данным GPS-наблюдений [7, 20].

В связи с тем, что около устья р. Красной система разломов практически полностью перекрыта осадочными отложениями Ханойского трога (рис. 2), характер тектонических движений вдоль сместителей на данном участке не поддается прямому изучению. Исключение составляет северо-восточное обрамление системы в районе о. Катба и бухты Халонг [6, 14] (рис. 2, 3). Задача исследований, результаты которых положены в основу предлагаемой статьи, заключалась в изучении структуры и расшифровке этапов деформаций в палеозойских карбонатных толщах на о. Катба.

Основание видимого разреза сложено здесь верхнедевонскими–нижнекарбонными отложениями (формация Фохан, мощность 400–650 м), представленными слоистыми известняками с прослоями кремнистых известняков, мергелей и глинистых сланцев. Они обнажены в ядрах антиклинальных структур центральной и юго-западной частей острова (рис. 3).

Залегающие выше нижнекарбонные толщи (формация Катба, мощность 450 м) образованы переслаиванием темно-серых, оолитовых и кремнистых известняков с редкими прослоями алевролитов в нижней части.

Завершают видимый разрез карбон-пермские карбонатные породы (формация Баксон, мощность



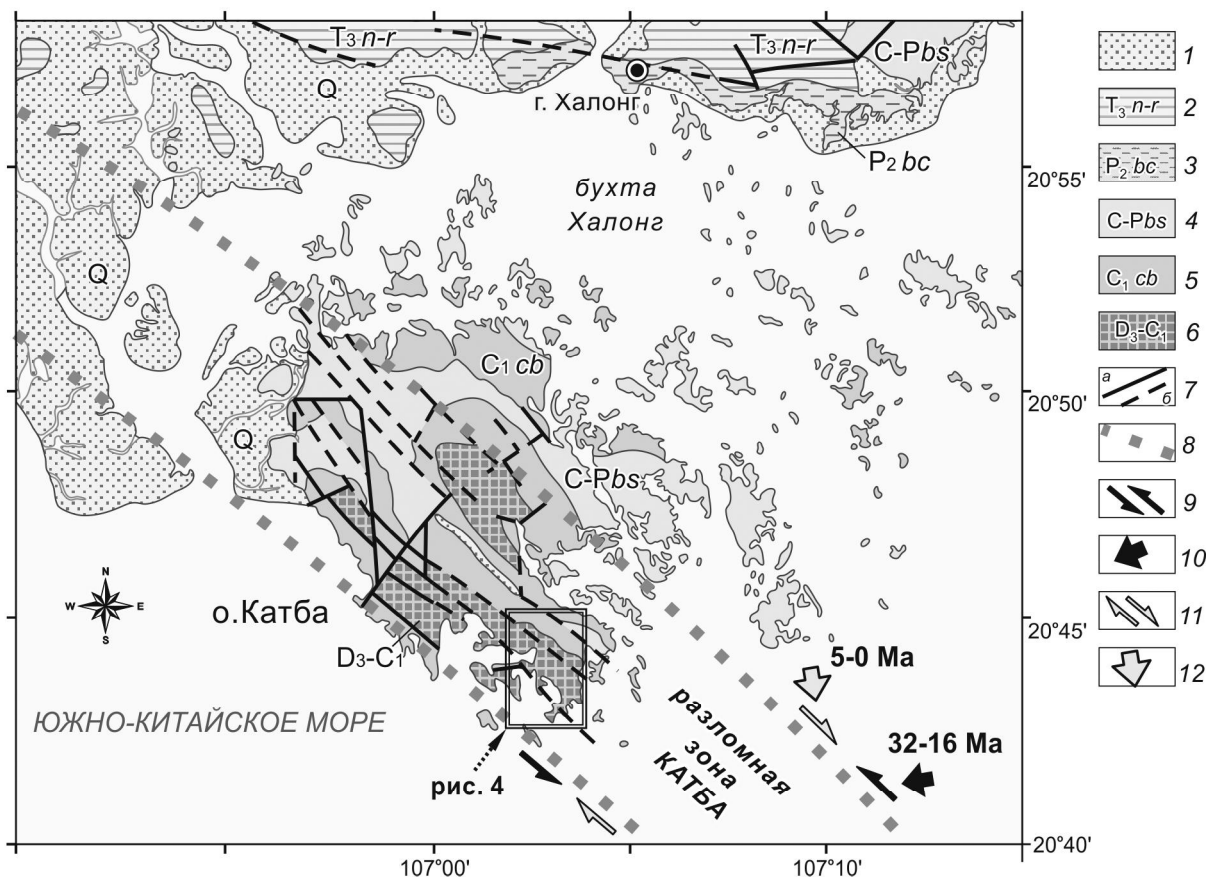
**Рис. 2.** Геологическая схема юго-восточного фланга системы разломов и бассейна Красной Реки (А) и сейсмический профиль (Б) (по [13] с изменениями и дополнениями)

1 – плиоцен-четвертичные осадочные отложения; 2 – бассейн Красной Реки (в контурах развития доплиоценовых отложений); 3 – доплиоценовые осадочные отложения, поверхности угловых несогласий (пунктир) и их возраст (цифры – млн лет); 4 – доплиоценовые образования на суше; 5 – разломы: достоверные (а) и предполагаемые (б); 6 – местоположение сейсмического профиля; СРКР – система разломов Красной Реки.

750 м), сложенные преимущественно массивными светло-серыми оолитовыми и органогенными известняками, с редкими линзами кремнистых известняков.

Исследования были сосредоточены вдоль береговых и придорожных обнажений на южной окраине острова, в пределах разломной зоны Катба (рис. 4). Производились массовые замеры ориентировок

структурных (слоистость, разрывы) и кинематических (штрихи, борозды скольжения и т.п.) элементов с определением, по возможности, типа смещения, а также зон дробления и кальцитовых жил. Результаты полевых наблюдений обрабатывались по методике В.П. Уткина [3] при помощи специализированной программы StereoNett 2.46 и выносились на стерео-



**Рис. 3.** Геологическая карта района о. Катба (по [6], с дополнениями)

1–6 – осадочные образования: 1 – четвертичный аллювий; 2 – верхний триас, норийский и рэтский ярусы: песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли; 3 – верхняя пермь, формация Байчай: переслаивание кремней, песчаников, прослои кремнистых известняков; 4 – карбон–пермь, формация Баксон: известняки, линзы кремнистых известняков; 5 – нижний карбон, формация Катба: известняки с прослоями кремнистых известняков и глинистых сланцев; 6 – верхний девон–нижний карбон, формация Фохан: переслаивание известняков, мергелей и глинистых сланцев; 7 – разломы: установленные (а) и предполагаемые (б); 8 – предполагаемые границы разломной зоны Катба; 9, 10 – направления смещения вдоль разломов (9) и ориентировка сжатия (10) в олигоцен–раннемиоценовое время; 11, 12 – направления смещения вдоль разломов (11) и ориентировка сжатия (12) в плиоцен–четвертичное время.

графическую проекцию Ю.В. Вульфа (верхняя полу-сфера), где отображались в виде изолиний плотности полюсов слоистости и разрывов.

**РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ**

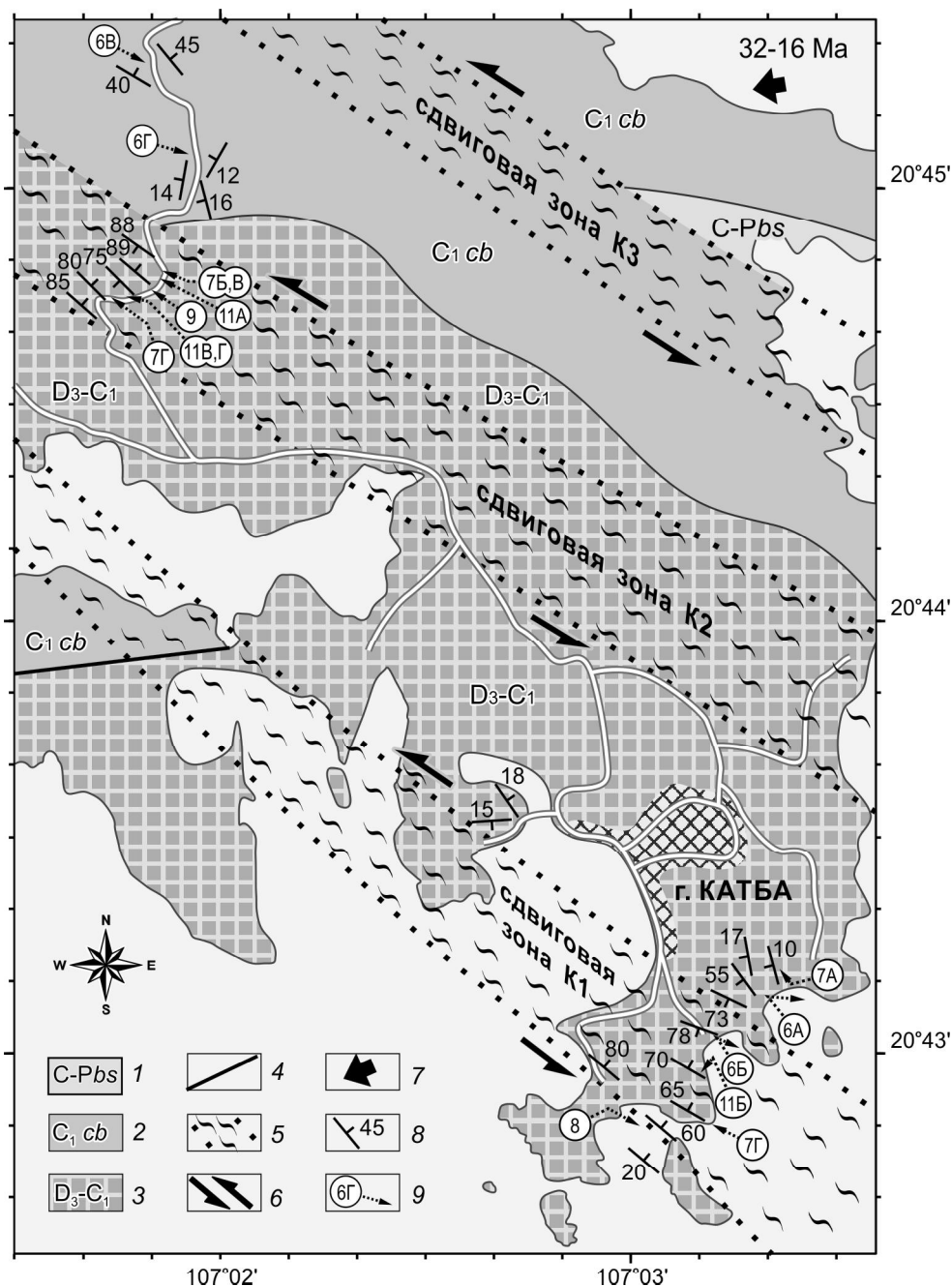
Характерной особенностью изученного района является неравномерность проявления дислокаций. Слабодислоцированные карбонатные толщи чередуются с субпараллельными полосами северо-западного простираения шириной 500–800 метров, где слои приобретают более крутые (до вертикальных) падения и нередко осложнены микроскладчатостью и многочисленными субпослойными разрывами. Авторами установлено, что по характеру и стилю дислокаций эти полосы соответствуют сдвиговым зонам и обозначены K1, K2 и K3 (рис. 4), которые являются элементами единой разломной зоны Катба (рис. 3),

выделенной нами на основе предшествующих работ [6, 14].

Основные пояса складчатости и разрывов (рис. 5) показаны по совокупности и совпадению ориентировок малых форм деформаций в разных точках наблюдений при анализе первичных диаграмм (в тексте они не приводятся) и показывают генетическую связь соответствующих систем и устойчивость их проявлений.

**Пликативные дислокации**

Кажущаяся простота складчатой структуры карбонатных толщ о. Катба выражена на диаграмме (рис. 5 А) в виде системы поясов, оси которых вытянуты в северо-западном направлении. Однако детальный статистический анализ пространственного (включая поясовое) распределения слоистости в ком-



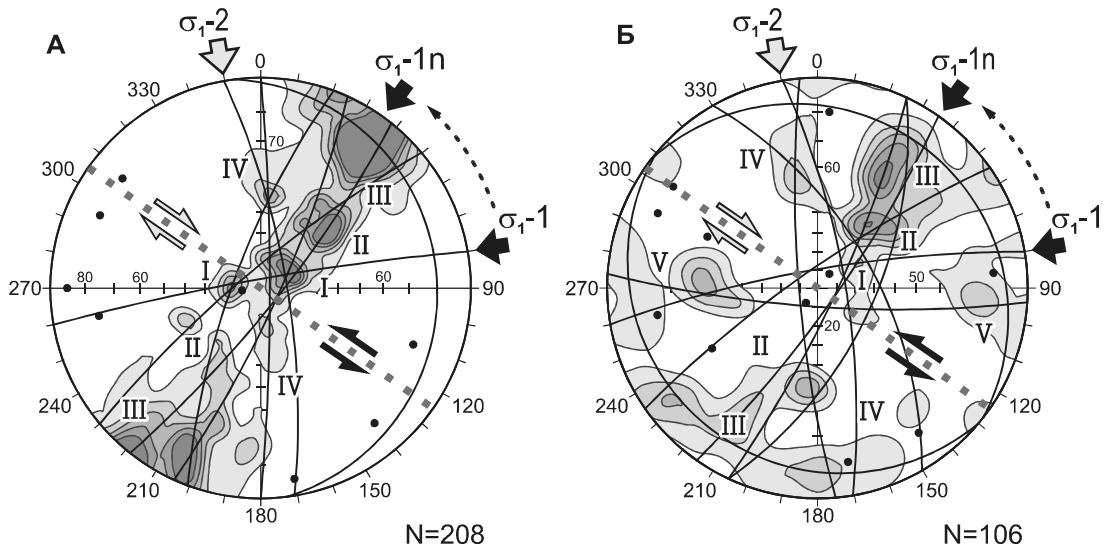
**Рис. 4.** Геолого-структурная карта юго-восточной части о. Катба. Составлена с использованием [6].

1–3 – карбонатные образования: 1 – карбон–пермь, формация Баксон: известняки, линзы кремнистых известняков; 2 – нижний карбон, формация Катба: известняки с прослоями кремнистых известняков и глинистых сланцев; 3 – верхний девон–нижний карбон, формация Фохан: переслаивание известняков, мергелей и глинистых сланцев; 4 – разломы; 5 – сдвиговые зоны; 6, 7 – направления смещения (6) и ориентировка сжатия (7) в олигоцен–раннемиоценовое время; 8 – элементы залегания слоистости; 9 – номер рисунка в тексте и направление экспозиции (стрелка).

плексе с полевыми наблюдениями позволил выделить следующие системы складок.

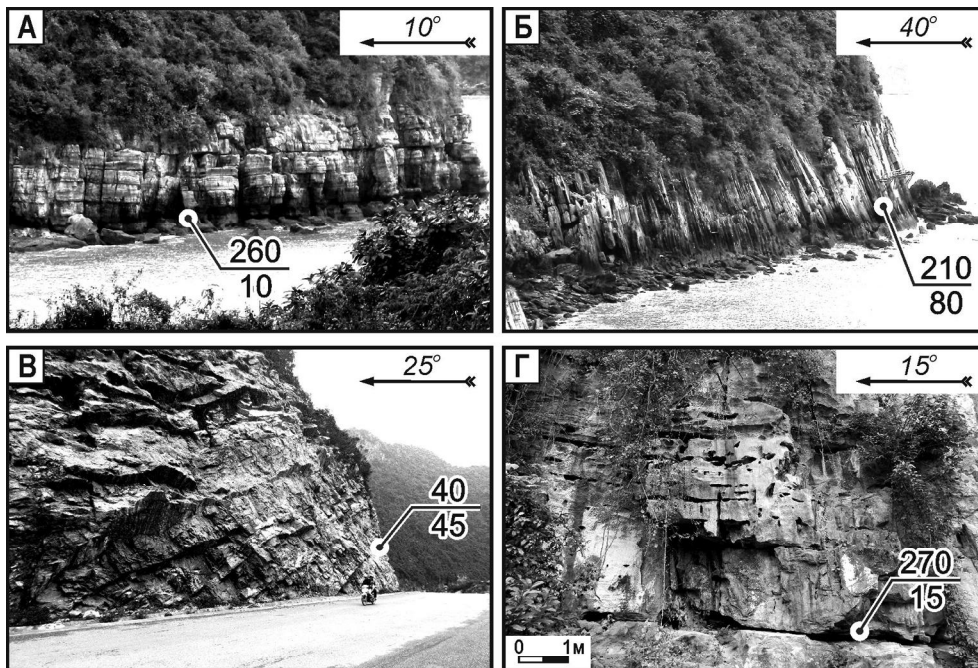
**1 система** образована пологими (углы падения 0–20°) складками ССЗ простирания. На диаграмме (рис. 5 А) она выражена двумя максимумами, которые

объединяются в пояс с пологой осью (азимут 350°, угол погружения 5°). Эти максимумы соответствуют фоновым элементам региональной складчатости (рис. 6 А, Г). Пространственное соотношение простирания пологих складок (ССЗ 350°) и генерального на-



**Рис. 5.** Суммарные диаграммы ориентировок слоистости (А) и разрывов (Б) в карбонатных толщах на юго-востоке о. Катба.

На диаграммах в проекции на верхнюю полусферу (сетка Вульфа) изображены: изолинии плотности полюсов слоистости и разрывов через 1%; экваторы поясов слоистости и разрывов (дуги больших кругов) и их оси (точки); римские цифры – системы складок и разрывов; точечная линия – генеральное простирание разломной зоны Катба; стрелки – ориентировки сжатия и направления смещения вдоль разломов в олигоцен-раннемиоценовое (черные стрелки) и плиоцен-четвертичное (серые стрелки) время;  $\sigma_{1-1}$  – генеральная ориентировка сжатия;  $\sigma_{1-1n}$  – ориентировка сжатия в сдвиговых зонах;  $\sigma_{1-2}$  – современная ориентировка сжатия; N – количество замеров.



**Рис. 6.** Примеры залегания известняков.

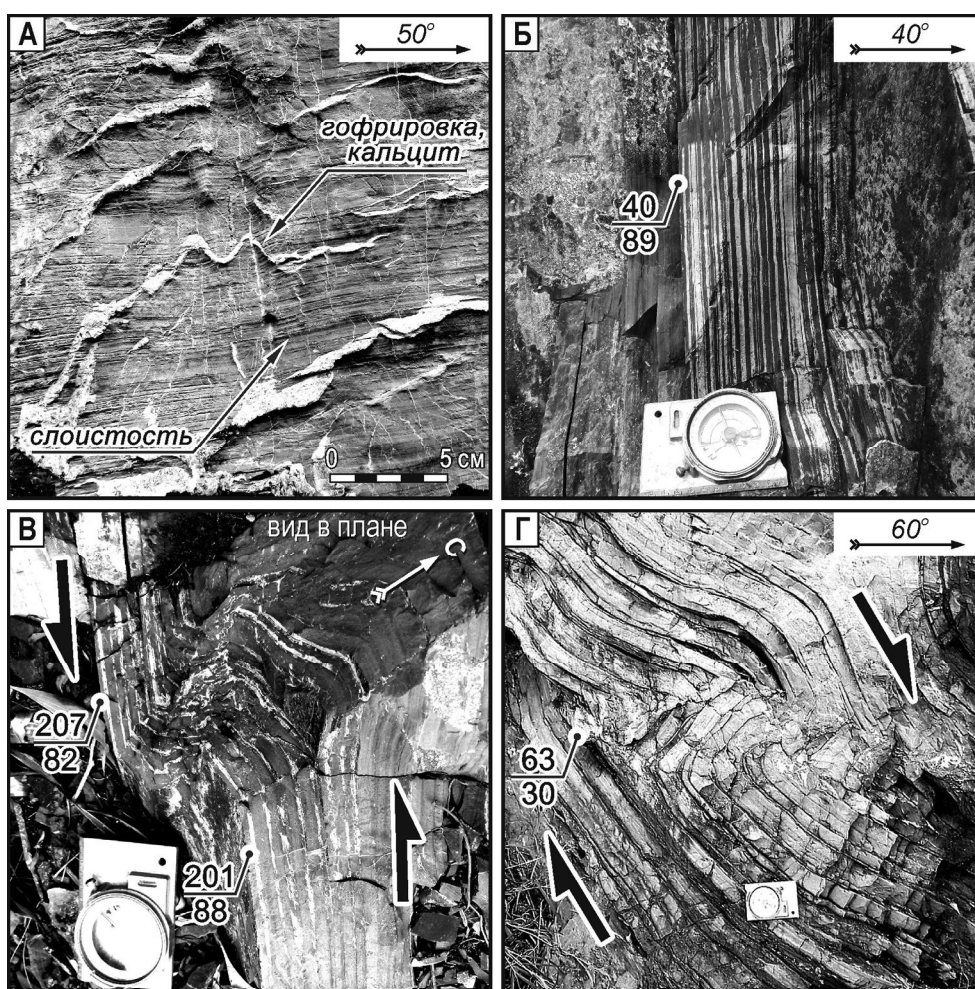
Пологое (А, Г) – фоновое (I система), наклонное (В) – в области динамического влияния сдвиговых зон (II система) и крутонаклонное (Б) – в пределах сдвиговых зон (III система); цифры – элементы залегания слоистости: азимут (числитель) и угол (знаменатель) падения. Местоположение точек наблюдений см. на рис. 4.

правления разломной зоны Катба (СЗ 305°) образуют в плане угол 45°, представляя структурный парагенезис, сформированный в условиях левосдвиговых дислокаций под действием ВСВ (80°) сжатия ( $\sigma_1$ -1) (рис. 5 А). Эти деформации можно, по-видимому, рассматривать как первичные, предшествующие появлению сдвиговых зон. Иногда это поле напряжений реализуется в пологолежащих пластах деформациями продольного сжатия в виде субпослойной гофрировки кальцитовых прожилков (рис. 7 А).

Элементы складчатости **II системы** образуют максимумы с азимутами падения СВ 30–60°– ЮЗ 235–260° и углами падения 30–50°, которые объединяются в пояс с погружением оси на СЗ (325°) при угле 15° (рис. 5 А). Эти складчатые формы (рис. 6 В)

шириной от десятков до первых сотен метров трассируются вдоль внешних границ сдвиговых зон. При этом по мере приближения к границе сдвиговой зоны наблюдаются более крутые углы падения слоистости (рис. 8 Б, В), что напрямую связано с увеличением интенсивности динамического влияния приразломных дислокаций.

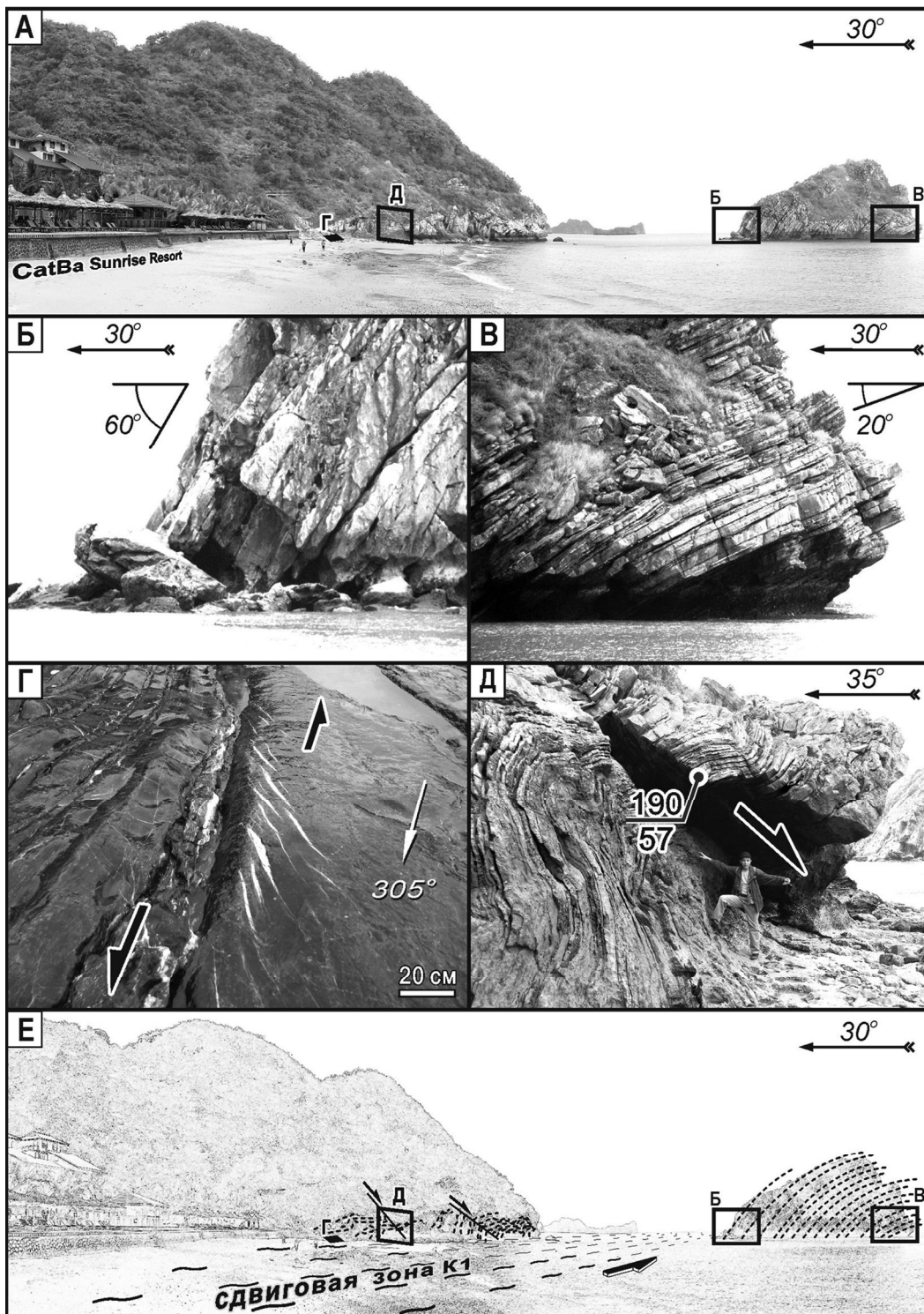
**III система** отражает крутонаклонную (углы падения 60–90°) складчатость, которая на диаграмме (рис. 5 А) представлена максимумами с падениями на СВ (20–50°) и ЮЗ (190–230°). Оси поясов, объединяющие эту систему складок, имеют пологое (0–10°) погружение на СЗ и ЮВ (290–310°) (рис. 5 А). Полевые наблюдения показали, что крутонаклонные залегания слоистости, образующие изоклиналильные складки,



**Рис. 7.** Элементы складчатых деформаций в известняках.

Образование субпослойной гофрировки кальцитовых прожилков в пологолежащих толщах известняка под действием продольного сжатия (А); субвертикальное залегание слоистых известняков в сдвиговых зонах (Б) и их флексурный изгиб в виде аксоноклиналильной S-образной структуры при левосдвиговом смещении (В); послыное оползание в центральной части сдвиговой зоны (Г); стрелки – направления смещения; цифры – элементы залегания слоистости: азимут (числитель) и угол (знаменатель) падения. Местоположение точек наблюдений см. на рис. 4.





**Рис. 8.** Характерные типы дислокаций в области динамического влияния левосдвиговых смещений по юго-западной границе сдвиговой зоны К1.

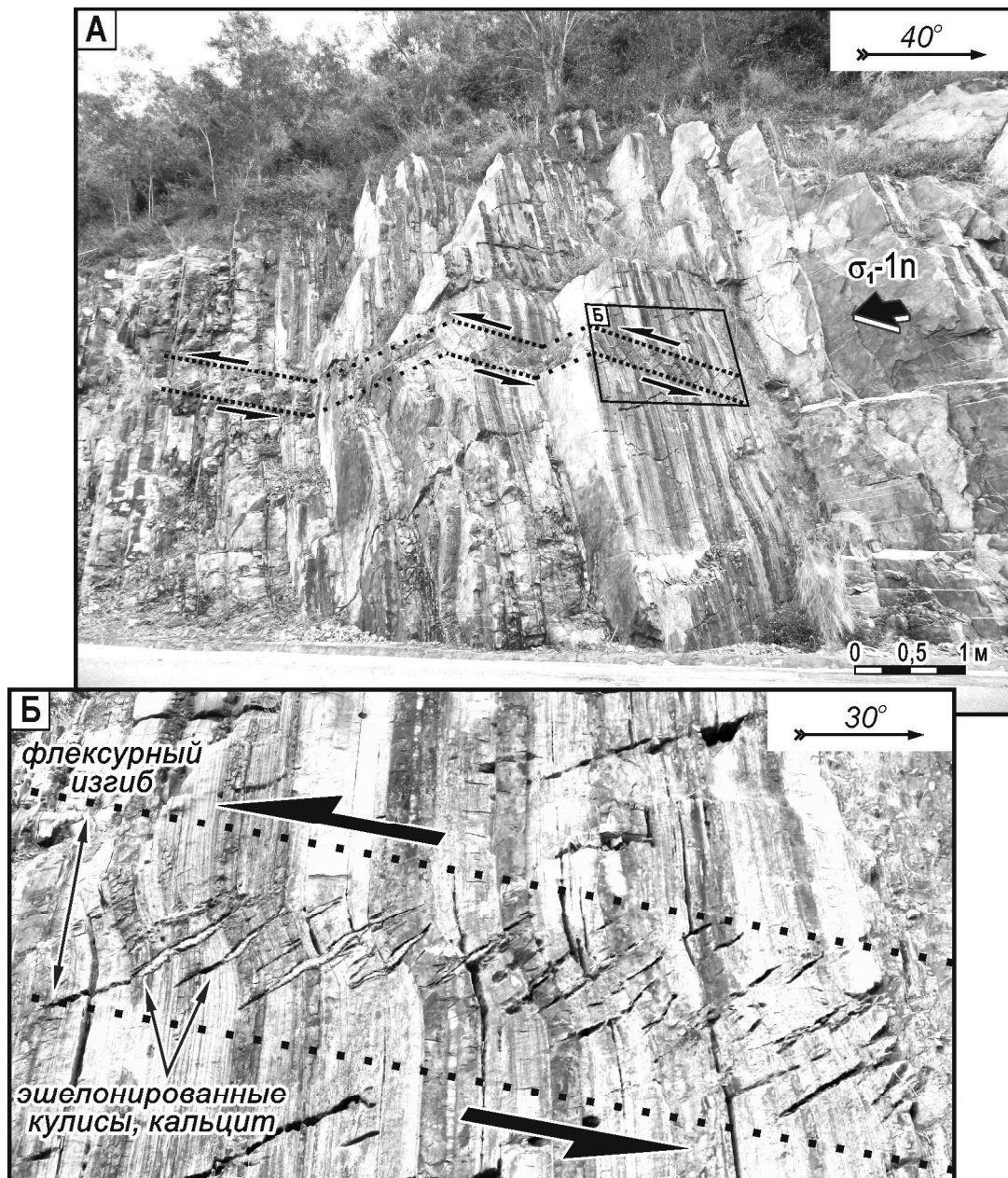
Общий вид (А); уменьшение динамического влияния приразломных дислокаций, выразившееся в изменении угла падения слоистости от крутонаклонного (Б) к пологому (В); эшелонированные кальцитовые прожилки, образованные за счет послойных левосторонних смещений (Г); сброс (Д), цифры – элементы залегания сброса: азимут (числитель) и угол (знаменатель) падения; структурная интерпретация зоны разлома (Е); пунктирные линии – слоистость; стрелки – направление смещения. Местоположение точки наблюдения см. на рис. 4.



встречаются, как правило, в пределах сдвиговых зон (рис. 6 Б, 7 Б).

Закономерное распределение I, II и III систем складок указывает на то, что пологие – «фоновые» ССЗ ( $350^\circ$ ) складки (I система), по мере развития левосдвиговых дислокаций и формирования сдвиговых зон, трансформировались в крутонаклонные (II система) – до изоклиналильных (III система) с изменением

простираения к северо-западному ( $300\text{--}310^\circ$ ). Поясное распределение слоистости СЗ простираения в сдвиговых зонах предполагает складкообразование при наличии СВ ( $35^\circ$ ) сжатия ( $\sigma_1-1n$ ) (рис. 5 А). Дальнейшее действие этого сжатия уже на крутонаклонные толщи слоистых известняков является поперечным и реализуется иногда на флексурных изгибах слоев в виде эшелонированных кулис надвигового типа (рис. 9). В



**Рис. 9.** Проявление поперечного сжатия ( $\sigma_1-1n$ ) в сдвиговой зоне К2 при крутонаклонном залегании слоистых известняков в виде эшелонированных кальцитовых кулис по типу надвига на флексурном изгибе слоев.

Общий вид (А) и фрагмент (Б); стрелки – направления смещения; точечные линии – границы эшелонированной структуры. Местоположение точки наблюдения см. на рис. 4.

то же время, вблизи границ сдвиговых зон зафиксированы аксоноклинальные (с крутонаклонными шарнирами) складки, сформированные по типу левого сдвига (рис. 7 В).

Таким образом, выявленное в пределах сдвиговых зон влияние СВ ( $35^\circ$ ) сжатия ( $\sigma_1-1n$ ) является нормальной составляющей регионального (фоновое) ВСВ ( $80^\circ$ ) поля напряжений ( $\sigma_1-1$ ). Оно могло генерироваться одновременно с тангенциальной (сдвиговой) составляющей ( $\sigma_1-1t$ ) при левостороннем смещении вдоль граничных разломов (рис. 10).

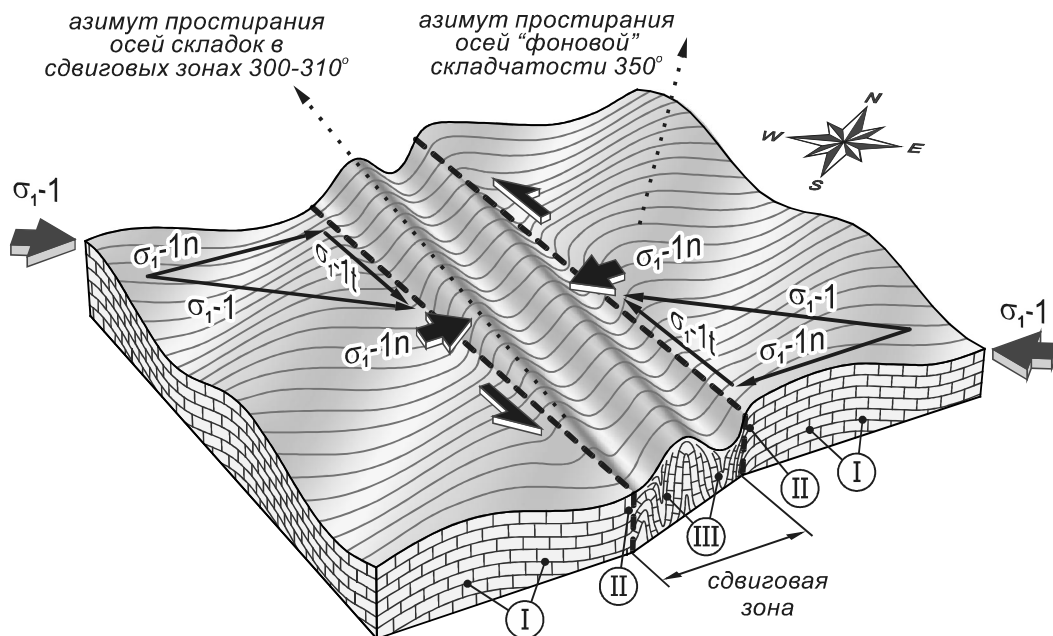
**IV система** выражена слабо и фиксируется на диаграмме (рис. 5 А) в виде соответствующих небольших максимумов с углами падения слоев  $20-50^\circ$  в северном и южном направлениях. Проявления слоистости данной ориентировки наблюдались на удалении от сдвиговых зон. Можно предполагать, что формирование этих складчатых деформаций является наложенным и происходило под действием ССЗ ( $350^\circ$ ) сжатия ( $\sigma_1-2$ ) (рис. 5 А).

#### Дизъюнктивные дислокации и их кинематика

Сравнительный анализ ориентировок слоистости и разрывов (рис. 5) показывает, что разрывы I, II и III систем являются преимущественно субпослойными. К таковым же, отчасти, относятся и разрывы IV системы с падением на ССЗ. Разрывы V системы

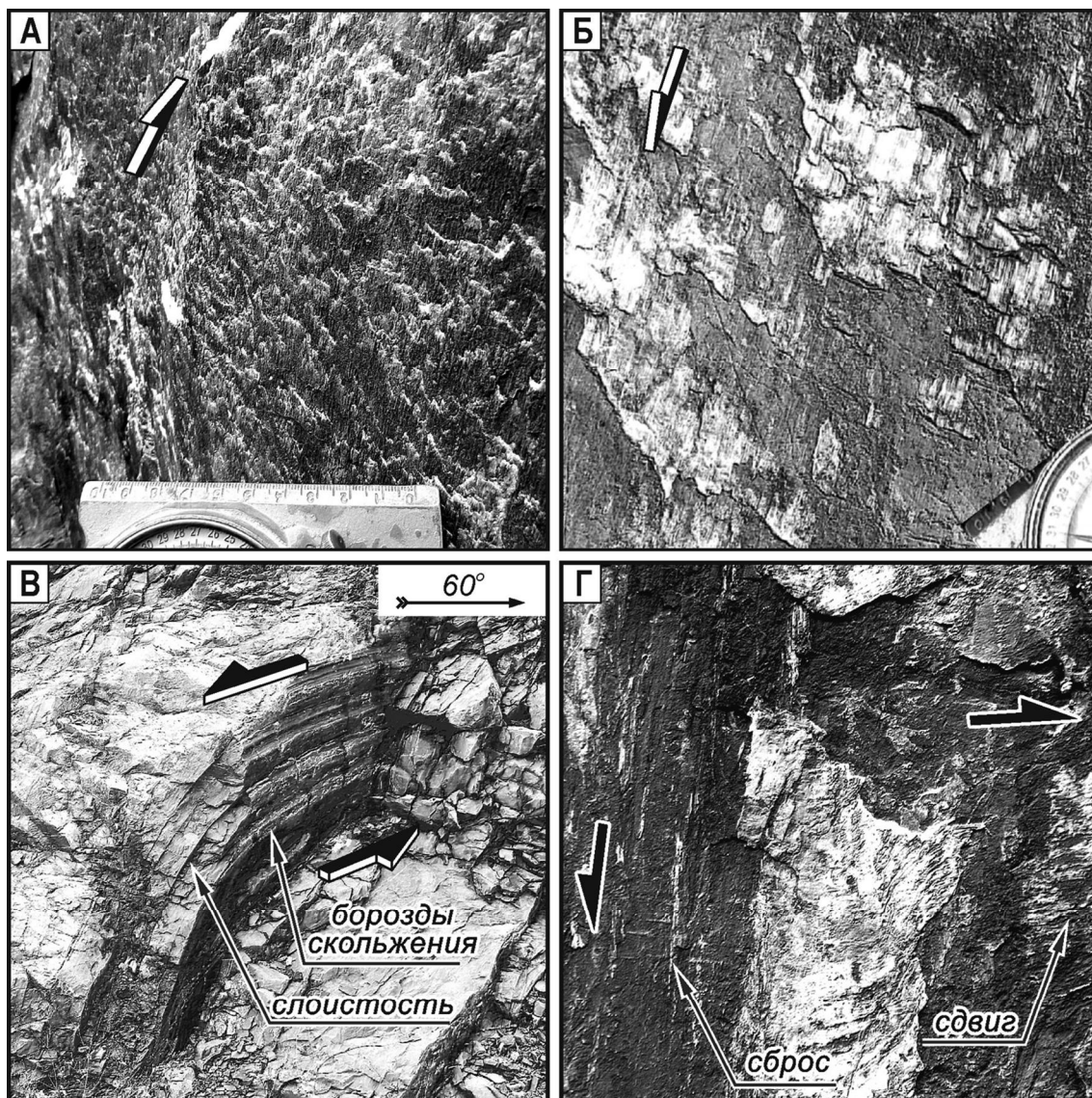
по отношению к слоистости и складчатости являются исключительно секущими.

Совпадение разрывных систем со складчатыми обусловлено, прежде всего, реологическими свойствами карбонатных толщ (формации Фохан и Катба), имеющих слоистую структуру. При реализации полей напряжений поверхности напластований в пачках переслаивающихся известняков с мергелями и глинистыми сланцами являются потенциальными сместителями. В то же время, Ж.С. Ержанов [1] отмечает, что «скальные грунты (алевролиты, аргиллиты, песчаники, известняки) в условиях изгиба при нагрузках, не превышающих  $\sim 70\%$  от разрушающих, четко обнаруживают свойство ползучести. Следовательно, порог ползучести у этих пород может достигать нескольких десятков  $\text{кг/см}^2$ . Из рассмотренных пород специфическим поведением при ползучести обладали известняки, ползучесть которых затухала в  $10-20$  раз быстрее, чем у других пород. Такое поведение, по-видимому, можно объяснить высоким углом внутреннего трения и высокой вязкостью, присущих кальциту, основному минералу, слагающему известняки». Иными словами, дизъюнктивные дислокации в известняках проявляются более контрастно, а на поверхностях разрывов (в том числе послонных) часто видны свидетельства тектонических движений в виде штриховок, борозд скольжения, коренных и аккреционных ступеней по



**Рис. 10.** Формирование складчатых деформаций в сдвиговых зонах и за их пределами.

$\sigma_1-1$  – генеральная ориентировка сжатия и ее составляющие, реализующиеся в сдвиговых зонах: нормальная –  $\sigma_1-1n$  и тангенциальная (сдвиговая) –  $\sigma_1-1t$ ; пунктир – граничные разломы и направление смещения вдоль них (стрелки); римские цифры – системы складок. Объяснения в тексте.



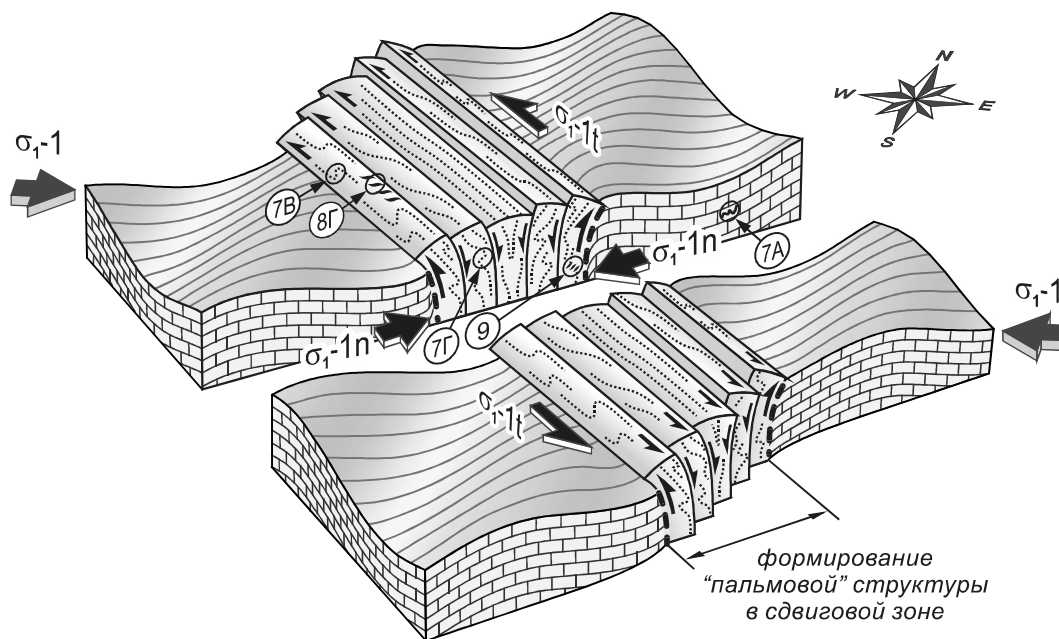
**Рис. 11.** Следы тектонических подвижек в известняках.

Аккреционные ступени по кальциту при взбросовых (А) и сбросовых (Б) смещениях; борозды скольжения при левом сдвиге (В); сдвиговая и сбросовая штриховки на поверхности одного сместителя (Г); стрелки – направления смещения. Местоположение точек наблюдений см. на рис. 4.

кальциту (рис. 11). Это позволяет с высокой степенью достоверности установить типы смещений. Также следует отметить, что подавляющее большинство разрывов, наряду с интенсивно дислоцированными (до изоклинальных) складками, распространены в пределах сдвиговых зон и в области их динамического влияния.

Итак, субслоистые *разрывы I, II и III систем* при общем СЗ (290–330°) простирании имеют падения от пологих (20°) до близвертикальных. Закономерное распределение максимумов и вытянутость изолиний позволяет объединить эти системы в пояса

с пологим (до 30°) погружением осей в СЗ и ЮВ направлениях (рис. 5 Б). На поверхностях сместителей зафиксированы: взбросы и надвиги, левые и, реже, правые сдвиги, а также сбросы, вдоль которых часто наблюдаются зоны дробления или субслоистые карстовые полости. Разнонаправленные кинематические характеристики разрывов обозначенных выше систем, на наш взгляд, находятся в дислокационном парагенезисе, который обусловлен последовательным процессом развития пликативных и дизъюнктивных дислокаций на фоне левосторонних смещений вдоль сдвиговых зон (рис. 12).



**Рис. 12.** Схема организации дислокационных парагенезисов в «пальмовой» структуре транспрессионной сдвиговой зоны при левостороннем смещении на примере слоистых известняков о. Катба

$\sigma_1-1$  – генеральная ориентировка сжатия и ее составляющие, реализующиеся в сдвиговой зоне: нормальная –  $\sigma_1-1n$  и тангенциальная (сдвиговая) –  $\sigma_1-1t$ ; пунктир – граничные разломы и направление смещения вдоль них (стрелки); точечная линия – слоистость известняков в сдвиговой зоне; цифры в кружках – номера рисунков в тексте и их местоположение. Объяснения в тексте.

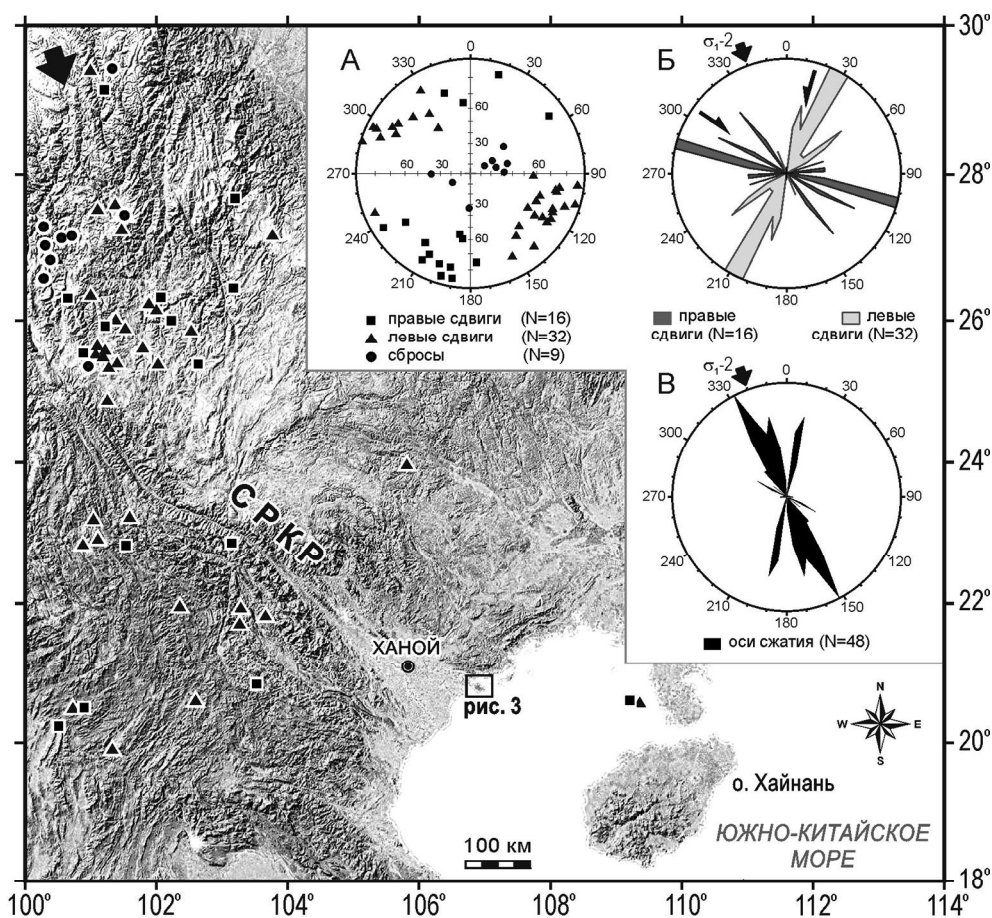
Как уже отмечалось выше, формирование изоклинальных складок (рис. 10) предполагает наличие нормального сжатия ( $\sigma_1-1n$ ), дальнейшее действие которого, по мере достижения предела пликативных дислокаций, реализуется в форме межслоевых взбросовых проскальзываний (рис. 11А) и надвиговых эшелонированных структур (рис. 9). Эти дислокации происходили одновременно с левосдвиговыми смещениями, свидетельства которых обнаружены в области динамического влияния граничных разломов (рис. 7В, 8Г, 11В).

Сочетание взбросо-надвиговых и левосдвиговых смещений наряду с интенсивными складчатými деформациями подразумевает воздымание, характерное для «пальмовой» структуры [16]. Однако в данном случае, учитывая значительную ширину (в несколько сотен метров) между граничными разломами, эту структуру предлагается рассматривать как транспрессионную сдвиговую зону (transpressional strike-slip zone), где динамическое взаимодействие нормального сжатия ( $\sigma_1-1n$ ) угасает от граничных разломов (левых сдвигов) к осевой части зоны (рис. 12). В результате, на фоне общего воздымания в центральной части транспрессионной сдвиговой зоны, формируются структуры оползания и сбросы (рис. 7 Г, 11 Б), а также трансформации сдвиговых смещений в сбросовые (рис. 11 Г).

Иногда на поверхностях СЗ разрывов (II и III системы) наблюдались следы наложенных разноориентированных (в том числе сдвиговых) смещений с правосторонней составляющей, что, по-видимому, указывает на проявление ССЗ (плиоцен-четвертичного) поля напряжений ( $\sigma_1-2$ ).

**Разрывы IV и V систем**, субширотного и субмеридионального простираний, соответственно, имеют углы падения 50–90° (рис. 5 Б). Детальный анализ кинематики показывает, что вне сдвиговых зон для сместителей IV системы характерны лево-, а для сместителей V системы – правосторонние смещения. По отношению к складчатой структуре СЗ простирания эти системы можно рассматривать как сопряженные, которые были заложены и функционировали на этапе складкообразования под действием СВ сжатия ( $\sigma_1-1 - \sigma_1-1n$ ).

На поверхностях субмеридиональных разрывов (V система) отмечены также признаки левосторонних смещений, которые сопряжены с упомянутыми правосторонними перемещениями вдоль СЗ разрывов (II и III системы) и находятся в структурном парагенезисе со складками субширотного простирания (IV система). Эти деформации, хотя и проявлены слабо, но в совокупности, вероятно, отражают действие позднего (плиоцен-четвертичного) ССЗ сжатия ( $\sigma_1-2$ ) (рис. 5).



**Рис. 13.** Распределение очагов землетрясений с расшифрованным фокальным механизмом ( $M \geq 5$ ), зарегистрированных с 1977 по 2010 гг. (по данным каталога геологической службы США [2]).

А – диаграмма ориентировок полюсов главных нодальных плоскостей землетрясений с доминантами сдвиговых и сбросовых смещений (сетка Вульфа, верхняя полусфера); Б – роза-диаграмма левых и правых сдвигов; В – роза-диаграмма осей сжатия для сдвиговых смещений; стрелки – направления смещения,  $\sigma_1-2$  – средняя ориентировка современного сжатия; N – количество землетрясений; СРКР – система разломов Красной Реки. Объяснения в тексте.

### СВИДЕТЕЛЬСТВА СОВРЕМЕННЫХ СДВИГОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ

Накопленные за последние десятилетия данные [2] показывают повышенную сейсмическую активность к СЗ вдоль системы разломов Красной Реки на глубинах до 33 км. Методы современного сейсмомониторинга позволяют весьма достоверно расшифровать фокальный механизм в очаге землетрясения с магнитудами более 5 баллов (рис. 13). При этом реконструируются ориентировки главных нодальных плоскостей сейсморазрывов с установленным направлением (типом) смещений, пространственные положения осей сжатия, растяжения и средней оси деформаций в очаге землетрясения. Для оценки современной геодинамической обстановки особое внимание было уделено распределению очагов сдвигового типа – с близгоризонтальными ( $0-20^\circ$ ) лево- и

правосторонними смещениями в плоскости разрыва (по простиранию сместителя), а также крутонаклонными ( $70-90^\circ$ ) смещениями (по его падению), среди которых зарегистрированы только сбросы (рис. 13 А). Несмотря на видимую хаотичность распределения землетрясений, совокупность простираний левых (СВ  $10-30^\circ$ ) и правых (СЗ  $285-320^\circ$ ) сдвигов образует сопряженную систему (рис. 13 Б), а оси сжатия для этих сместителей ориентированы преимущественно в ССЗ ( $330-350^\circ$ ) направлении (рис. 13 В).

Таким образом, выявленные в результате структурных исследований поздние дислокации в палеозойских карбонатных толщах о. Катба, по-видимому, соответствуют плиоцен-четвертичному этапу и являются удаленным эффектом действия современного ССЗ ( $330-350^\circ$ ) поля напряжений, инициированного Индо-Евразийской коллизией (рис. 1 Б).



**ВЫВОДЫ**

1. Пликативные и дизъюнктивные дислокации карбонатных толщ о. Катба на участке северо-восточного обрамления системы разломов Красной Реки происходили, главным образом, на фоне ВСВ (80°) регионального сжатия. Они выразились в доминировании левосторонних смещений вдоль сдвиговых зон СЗ (300–310°) простираения, в пределах которых проявлено локальное СВ (35°) сжатие. С учетом материалов предшественников можно полагать, что на этом участке нашли отражение дислокации, главным образом, раннего, олигоцен-миоценового этапа.

2. Сдвиговые зоны о. Катба шириной несколько сотен метров в условиях левосдвиговых дислокаций характеризуются общим воздыманием интенсивно дислоцированных карбонатных толщ и формированием «пальмовой» структуры. При этом развитие процессов оползания и образования сбросов в центральной части «пальмовой» структуры обусловлено угасанием нормального СВ (35°) сжатия от граничных разломов (левых сдвигов) к осевым частям сдвиговых зон.

3. Дислокации позднего, плиоцен-четвертичного этапа, происходившие на фоне ССЗ (330–350°) регионального сжатия, на о. Катба проявлены весьма слабо. Они фрагментарно выразились в виде а) пологой субширотной складчатости на удалении от сдвиговых зон и б) лево- и правосторонних смещениях вдоль субмеридиональных и СЗ разрывов, соответственно. Судя по данным сейсмомониторинга, эти дислокации продолжаются до настоящего времени.

4. Слоистые известняки, в силу своих реологических свойств, весьма благоприятны для проявления широкого спектра тектонических дислокаций, которые закономерно отражают как последовательность, так и изменение ориентировок полей напряжений, что способствует наиболее достоверному построению геодинамических реконструкций.

**БЛАГОДАРНОСТИ**

Авторы выражают благодарность д.г.-м.н. В.Г. Хомичу за детальную редакторскую правку статьи и сделанные замечания, которые существенно улучшили ее восприятие, к.г.-м.н. А.Н. Митрохина за дискуссии и обсуждение результатов исследований, а также Т.М. Михайлик за помощь в подготовке иллюстраций.

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН №№ 12-III -А-08-147 и 12-I-0-ОНЗ-07.

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Ержанов Ж.С. Теория ползучести горных пород и ее приложения. Алма-Ата: Наука, 1964. 175 с.

2. Сайт геологической службы США (USGS): <http://neic/usgs/gov/>
3. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
4. Allen C.R., Gillespie A.R., Yuan H., Sieh K., Zhang B., Zhu C. Red River and associated faults, Yunnan Province, China: Quaternary geology, slip rates, and seismic hazard // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1984. V. 95. P. 686–700.
5. Cuong N.Q., Tokarsky A.K., Swierczewska A., Zuchiewicz W.A., Yem N.T. Late Tertiary tectonics of the Red River Fault Zone (Vietnamese part) based on studies of sedimentary rocks / Yem N.T., Tokarski A.A., Hoa T.T., Zuchiewicz W.A., Anh T.T., Świerczewska A., Cuong N.Q. (Eds) // *The Cenozoic geodynamics of northern Vietnam: special issue dedicated to the 10th anniversary of scientific research cooperation on geology between Vietnam and Poland (1999–2009)*. Hanoi: Publ. House Natural Sci. Technol. 2009. P. 50–87. (The title page in Vietnamese).
6. Geological and Mineral Resources Map of Viet Nam on 1:200 000: Hai Phong (F-48-XXIX), Ha Long (F-48-XXX). Department of Geology and Minerals of Viet Nam, Ha Noi, 1999.
7. Gero W.M., Matthias B., Detlef A., Christoph R., Ewald R. Crustal motion in E- and SE-Asia from GPS measurements // *Earth Planets Space*. 2000. V. 52. P. 713–720.
8. Huchon P., Le Pishon X., Rangin C. Indochina Peninsula and the collision of India and Eurasia // *Geology*. 1994. V. 22. P. 27–30.
9. Hutchison C.S. Geological evolution of South-East Asia. 2nd ed. Geological Society of Malasia, 2007. 433 p.
10. Leloup Ph.H., Lacassin R., Tapponnier P., Schärer U., Dalai Zh., Xiaohan L., Liangshang Zh., Shaocheng Ji, Trinh Ph.T. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina // *Tectonophysics*. 1995. V. 251. P. 3–84.
11. Nielsen L.N., Mathiesen A., Bidstrup T., Vejrbæk O.V., Dien P.T., Tiem P.V. Modelling of hydrocarbon generation in the Cenozoic Song Hong Basin: highly prospective basin // *J. Asian Earth Sci.* 1999. V. 17. P. 269–294.
12. Phach P.V. Tectonic structure of the Red River Fault Zone // *J. Geol. Ser. B*. 2001. N. 17–18. P. 1–12.
13. Phach, P.V., Chinh V.V. Cenozoic tectonic activities in Red River Basin and adjacent area // *J. Marine Sci. Technol.* 2007. V. 3. P. 18–30. (In Vietnamese with English abstract).
14. Phan T.D., Ngo X.V., Phan Q.A. The Catba Geopark with paleotethysian carbonate heritage // *Proceedings of the International Symposium Hanoi Geoengineering (22–23 Nov. 2010 – Hanoi, Vietnam)*. Hanoi, 2010. P. 378–398.
15. Pubellier M., Rangin C., Phach P.V., Que B.C., Hung D.T., Lung Sang C.L. The Cao Bang-Tien Yen Fault: Implications on the relationships between the Red River Fault and the South China Coastal Belt // *Advances in Natural Sciences*. 2003. V. 4, No. 4. P. 347–361.
16. Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. V. 2: Folds and Fractures. London: Elsevier, 2006. 700 p.
17. Rangin C., Klein M., Roques D., Le Pishon X., Trong L.V. The Red River fault system in the Tonkin Gulf, Vietnam // *Tectonophysics*. 1995. V. 243. P. 209–222.
18. Replumaz A., Lacassin, R., Tapponnier P., Leloup P. H. Large river offsets and Plio-Quaternary dextral slip rate on the Red

- River fault (Yunnan, China) // *J. Geophys. Res.* 2001. V 106, B 1. P. 819–836.
19. Tapponier P., Peltzer G., Armijo R., Le Dain A.Y., Cobbold P. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine // *Geol.* 1982. V. 10. P. 611–616.
20. Tran D.T., Nguyen T.Y., Duong C.C., Vy Q.H., Zuchiewicz W., Cuong N.Q., Nghia N.V. Recent crustal movements of northern Vietnam from GPS data // *J. Geodynamics*. 2012 (in press).
21. Zuchiewicz W., Cuong, N.Q., Yem N.T. Tectonic geomorphology of Northern Vietnam: a case study of the Red River Fault Zone / Yem N.T. Tokarski A.A., Hoa T.T., Zuchiewicz W.A., Anh T.T., Świerczewska A., Cuong N.Q. (Eds) // *The Cenozoic geodynamics of northern Vietnam: special issue dedicated to the 10th anniversary of scientific research cooperation on geology between Vietnam and Poland (1999–2009)*. Hanoi: Publ. House of Natural Sci. Technol. 2009. P. 11–49. (The title page in Vietnamese).

*Рекомендована к печати А.Н. Диденко*

***S.A. Kasatkin, V.V. Golozubov, Phung Van Phach, Le Duc Anh***

**Evidences of Cenozoic strike-slip dislocations of the Red River fault system in the Paleozoic carbonate rocks of the Cat Ba Island (Northern Vietnam)**

Structural researches of carbonate rocks of the Cat Ba Island in the northeastern flank of the Red River fault system have been carried out. It was established that gently folded strata are cut by the strike-slip fault zones of NW (300–310°) trending. Ductile and brittle dislocations were developed under the dominating influence of left-lateral displacements along fault zones against the background of ENE (80°) regional stress field during the Oligocene-Miocene deformation stage. The latest Pliocene-Quaternary deformations occur under the NNW (330–350°) stress field and are weakly developed here. Seismic monitoring indicates that these dislocations are in progress as yet.

***Key words:* Cenozoic strike-slip dislocations, Paleozoic carbonate rocks, Red River fault system, Cat Ba Island, Northern Vietnam.**