

А.Б.Кирмасов

СТРЕЙН-АНАЛИЗ КЛИВАЖИРОВАННЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД: МЕХАНИЗМЫ И КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ДЕФОРМАЦИИ

Стрейн-анализ – изучение структуры пород, направленное на восстановление ориентировки осей эллипсоида и величины деформации [4 – 6, 21]. Фактически количественное описание деформаций неразрывно связано с изучением механизмов деформационных процессов, определяющих корректное применение различных методов количественной оценки. Деформация горных пород осуществляется различными механизмами, которые определяются действием концентраторов (структурных неоднородностей) разных уровней (внутризерновом, на уровнях зерен, слоев, блоков) [7]. Суммарная величина деформации некоторого объема складывается из нескольких составляющих каждого структурного уровня. Обычно при оценке величины деформации ограничиваются “главными” параметрами, используя при палеотектонических реконструкциях амплитуду перемещения по крупным надвигам и сдвигам с последующим “распрявлением” складок. Определение величины деформации на зерновом уровне – составляющая стрейна, которая определяется изменением текстуры породы, – не проводится либо по причине “несущественного” вклада данного фактора, либо из-за значительной трудоемкости большинства имеющихся методов и неоднозначности интерпретации полученных результатов. Вместе с тем, как показывает практика, величины деформации сокращения на зерновом уровне могут достигать значительной величины [1, 8].

Механизмы деформации обломочных горных пород. Деформация горных пород в зависимости от РТ-условий и приложенных напряжений определяется достаточно широким спектром механизмов деформации как на зерновом уровне (например, межзерновое проскальзывание, коррозия на границах зерен), так и за счет действия механизмов деформации внутризернового уровня (грануляция, диффузионная ползучесть). Поликомпонентное строение обломочных пород (различный состав как обломков, так и цемента), широкие вариации структурно-текстурных особенностей (гранулометрического состава, степени окатанности обломочной части, количественного соотношения цемента и обломков, типа цемента и др.) позволяют рассматривать любую обломочную горную породу как сложную систему, деформация которой определяется взаимодействием ряда факторов. Так, для слагающих горную породу минералов действие разных механизмов деформации зависит от различных внешних параметров, в том числе от величины и скорости нагружения. Петроструктурные исследования показывают, что, за редким исключением, одной из главных текстур деформированных обломочных горных пород (исключая грубообломочные) является межзерновой кливаж [9] в сочетании с минеральными жилами и симметрично расположенными в тенях давления обломочных зерен так называемых “бород нарастания”, сложенных тонковолокнистыми минеральными новообразованиями [3]. Эта особенность определяется взаимодействием двух главных факторов – двухкомпонентным строением литифицированных обломочных горных пород, состоящих из более крупных частиц (обломков), которые погружены в цемент (матрикс), и наличием свободного порового флюида.

При сжатии на контактах зерен, нормальных к оси сжатия, возникают участки повышенного давления, на субпараллельных – пониженного [8, 9]. Участки повышенных давлений выступают в качестве концентраторов напряжений, на которых (при наличии в породе флюида в низко- и среднетемпературных условиях) происходит селективное растворение наиболее легко растворимых компонентов пород (как самих обломочных зерен, так и цемента). Растворенное вещество мигрирует в зоны декомпрессии, где приоткрываются поры, формируются пустоты, трещины и т.п. В результате действия такого механизма – растворения под давлением (компрессионной ползучести [10]) – происходит вынос растворимых компонентов пород, зоны компрессии обогащаются нерастворимыми компонентами, образуют плоскостные кливажные зоны, пересекающие всю породу на линзы или пластинки (микролитоны), толщина которых обычно соизмерима с размерами зерен или обломков пород (рис. 1, а, б).

Таким образом, образование межзернового кливажа (кливажа обломочных пород) обусловлено породно-флюидным взаимодействием в неоднородном поле напряжений, которое зависит от действия концентраторов зернового типа. Межзерновой кливаж, или кливаж обломочных пород, – плоскостная микротекстура, выраженная плоскопараллельным расположением в породе уплощенных агрегатов, состоящих из глинистых, слюдяных, рудных минералов и органического вещества [9, 11]. Основными (базовыми) элементами, определяющими строение кливажированных пород, являются линзы-микролитоны, разделенные нитевидными кливажными зонами.

Межзерновой кливаж – типоморфная деформационная текстура обломочных горных пород, возникающая в низко- и среднетемпературных условиях (при Т до 300-350°С). При более высоких температурах деформация протекает с существенным изменением как структуры, так и минерального состава горных пород под действием метаморфических реакций. В низких температурных условиях реализуются хрупкие деформации за счет возникновения сколовых трещин и разрывов.

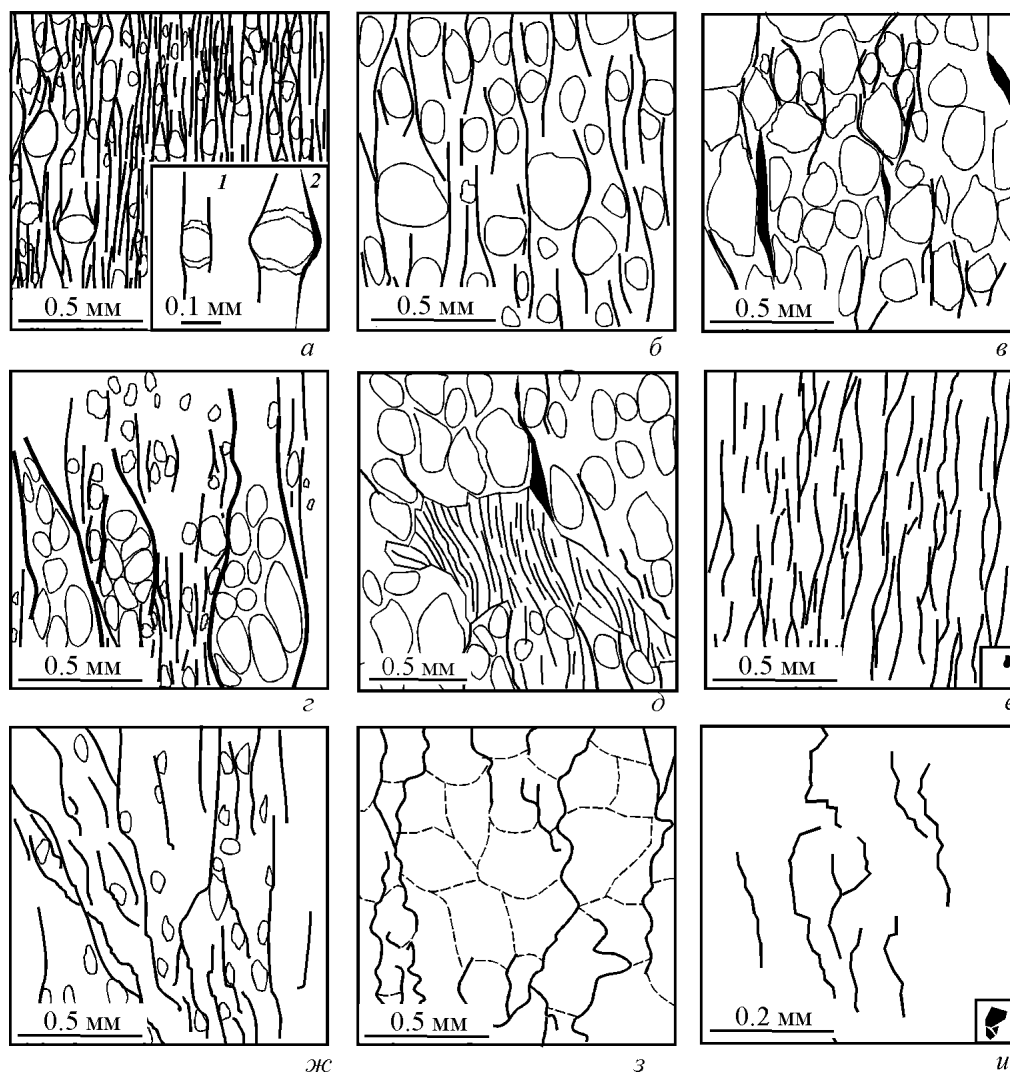


Рис. 1. Морфологические типы кливажа в различных по составу породах (рисунки по микрофотографиям): *а, б* – проникающий слабоволнистый межзерновой кливаж (*а* – в мелкозернистом алевритистом аркозовом песчанике, на врезке – растворение кварцевого зерна (1) и цемента (2) с переотложением растворенного вещества в тенях давления; *б* – в мелкозернистом кварцевом песчанике); *в-з* – кливаж агрегатного типа (*в* – грубый в полимиктовом мелкозернистом песчанике; *з* – грубый, ветвящийся в полимиктовом песчанике; *д* – грубый, извилистый в песчанике, проникающий паланарный в алевролитовой линзе; *е* – проникающий, извилистый в алевролите, на врезке – средний размер единичного обломка; *ж* – грубый, ромбовидный в песчаном известняке; *з* – пилообразный, стилолитоподобный в кристаллокластическом туфе); *и* – стилолитовые швы в тонкокristаллическом углеродистом известняке, на врезке – средние размеры кристаллов

Наряду с кливажем плейчатости и сланцеватостью [9] межзерновой кливаж рассматривается как один из главных морфологических типов плоскостных деформационных микротекстур. Дальнейшая классификация может быть построена на основе морфологии кливажных зон, или степени их “совершенства” (от *стилолитоподобных*, *зубчатых* (пилообразных), к *грубоволнистым* и *планарным* [11]), и по рисунку кливажных поверхностей (*сопряженный*, *ромбовидный*, *ветвящийся*, *извилистый*, *планпараллельный* [11]). В то же время морфология зон растворения и их рисунок зависят от состава и типа первичной структуры породы (соотношения обломочной части и цемента, состава обломков, их

сортированности) и длительности нагружения. В хорошо сортированных песчаниках и алевролитах зоны растворения, локализуясь на концентраторах напряжений каждого зерна, образуют проникающую текстуру (рис. 1, а, б). При этом формирование кливажа может протекать за счет растворения как обломочных зерен, так и цемента (1 и 2 на врезке, рис. 1, а). Кливажные зоны в таких породах соответствуют грубоволнистому и планарному морфологическим типам, эволюционируя от грубоволнистого к планарному при увеличении деформации. Частота кливажных зон напрямую зависит от размера обломков (рис. 1, а). В полимиктовых породах, сложенных лито- и кристаллокластами, избирательное растворение в областях концентраторов напряжений, определяющееся различным минеральным составом зерен, может приводить к образованию более редких регулярных кливажных зон, возникающих за счет растворения зерен определенного минерального состава, а также цемента между нерастворимыми обломками (рис. 1, в).

Проникающий межзерновой кливаж в обломочных породах возникает при 20 – 30-процентной деформации укорочения [1]: “зародыши” кливажных зон, сформировавшись на большеугловых по отношению к ориентировке сжатия границах зерен, сливаются друг с другом на поздних стадиях процесса и образуют протяженные планарные зоны. Вместе с тем можно наблюдать извилистые и ветвящиеся кливажные зоны, возникающие за счет сконцентрированного избирательного растворения вещества (рис. 1, з-э); такие локальные или регулярные зоны на микроуровне (в масштабе шлифа) нередко формируют проникающую текстуру на макроуровне (в масштабе образца). Морфологически такие текстуры можно охарактеризовать как ветвящийся (рис. 1, з), грубый (рис. 1, д), извилистый (рис. 1, е), грубый ромбовидный (рис. 1, ж), пилообразный стилолитоподобный (рис. 1, з) кливаж. В отличие от проникающего межзернового кливажа, образование которого протекает в результате суммарного действия равномерно распределенных в породе концентраторов напряжений, при образовании “несовершенного” кливажа происходит избирательное действие некоторых зерновых концентраторов, при котором осуществляется быстрый рост зон растворения по простирацию, их слияние, и, начиная с некоторой стадии, растворение протекает на границах новообразованных микроблоков-микролитонов (зерновых агрегатов). Подобные текстуры мы предлагаем называть *кливажем агрегатного типа*.

В качестве одной из причин формирования зон сконцентрированного растворения можно рассматривать активную миграцию флюида [2]. В не меньшей степени данные процессы определяются первоначальной структурой пород. В разнозернистых породах можно наблюдать проникающий кливаж в сложенных алевролитами фрагментах породы, тогда как обломочные зерна псаммитовой размерности не обнаруживают следов растворения или последние развиты фрагментарно. При совместной деформации слоистых толщ в мелкообломочных породах породах межзерновой кливаж лучше выражен и формируется быстрее за счет того, что при компрессионной ползучести скорость деформации пропорциональна приложенному напряжению и связана обратной степенной зависимостью с размером площадки, на которой происходит растворение под давлением [1, 8, 10]. Это характеризует не только деформацию крупных объемов слоистых пород, но и существенно влияет на развитие структур растворения уже на уровне агрегатов зерен (рис. 1, з, д). Очевидно, что при деформации разнозернистых пород более “жестким” (медленнее деформирующимся) структурным каркасом будут выступать крупнозернистые участки, тогда как в мелкозернистых породах (алевролитах) кливаж развивается быстрее: в итоге компактные зерновые агрегаты псаммитов могут образовать обособления – агрегаты, и в качестве концентраторов напряжений будут выступать не отдельные зерна, а их агрегаты. В итоге формируются микролитоны, сложенные псаммитами на фоне тонко кливажированного алевритового матрикса (рис. 1, з), морфологически сходные с кливажными микромуллионами. Можно наблюдать и обратные соотношения: частый планарный кливаж в линзах алевролитов на фоне редких отдельных кливажных зон в общей псаммитовой массе породы (рис. 1, д), возникающий при “схлопывании” менее прочных (т.е. потенциально быстрее деформирующихся) алевритовых линз.

В алевролитах и алевропелитах с большой долей глинистой составляющей могут возникать хорошо морфологически оформленные планарные проникающие кливажные зоны, но при этом их частота не связана напрямую с размерами обломочных зерен (рис. 1, е; обломочное зерно показано на врезке в правом нижнем углу рисунка), как в случае, показанном на рис. 1 а, б. Очевидно, что и в этом случае процессы растворения под давлением протекают избирательно, на уровне взаимодействия агрегатов зерен. Неоднородности строения (рудные включения, микроорганика, додеформационные жилы) нередко инициируют формирование зон растворения, дальнейшее развитие и морфологическое оформление которых протекает на уровне агрегатов зерен (рис. 1, ж). Отсутствие ярко выраженных концентраторов приводит к возникновению коррозионных швов (например, в кварцитах на контактах зерен); при дальнейшей структурной эволюции в таких плотно упакованных обломочных породах формируются стилолитоподобные зоны растворения (рис. 1, з). Несмотря на разную морфологическую выраженность, описанные выше текстуры (рис. 1, з-э) формируются под действием процессов растворения под давлением в породах, первоначальная структура и (или) состав которых определяют

протекание деформационных процессов на концентраторах напряжений уровня агрегатов зерен, а не относительно равномерно по всему объему на концентраторах напряжений каждого обломочного зерна. Мощность кливажных микролитонов в таких породах обычно превышает размеры зерен.

Первоначально термины “*кливаж обломочных пород*” и “*межзерновой кливаж*” были предложены как синонимы, имеющие прежде всего морфологическую нагрузку, отражающую особенности строения горной породы на микроуровне [9]. Термин “*межзерновой кливаж*” по смыслу соответствует текстурам, показанным на рис. 1 *а, б*, морфология которых определяется равномерным распределением в породе тонких зон растворения, возникающих в результате действия процессов растворения под давлением на концентраторах каждого обломочного зерна (большинства зерен). В то же время ряд деформационных текстур обломочных пород не точно соответствует данному определению: кливажные зоны ограничивают микролитоны, сложенные агрегатами зерен (рис. 1, *в, г, е-з*). Таким образом, термин “*кливаж обломочных пород*” является более нейтрален, он выражает общие закономерности строения (рис. 1, *а-з*), в свою очередь могут выделяться межзерновой кливаж (рис. 1, *а, б*) и кливаж агрегатного типа (рис. 1, *в, г, е, ж, з*). При образовании кливажа агрегатного типа процессы растворения под давлением в обломочных породах концентрируются между зерновыми агрегатами (рис. 1, *г, е-з*).

Примером структур растворения под давлением, которые при проникающем или регулярном характере могут быть отнесены к кливажу агрегатного типа, являются типоморфные структуры карбонатных пород – стилолиты (рис. 1, *и*): сильно извилистые, часто зазубренные зоны растворения, выполненные глинисто-углистым, реже рудным веществом. Стилолиты, как и кливаж обломочных пород, возникают ортогонально оси сжатия. Равномерное рассеянное распределение напряжений, определяемое равномернозернистой (часто – тонкозернистой, микритовой) структурой карбонатных пород с плотной упаковкой зерен, приводит к формированию мощных протяженных зон растворения – стилолитов, положение которых часто определяется ранними структурными неоднородностями, вдоль которых протекает сконцентрированное растворение карбонатного вещества. Классический пример – формирование стилолитовых швов вдоль межслоевых поверхностей при диагенетическом уплотнении карбонатных толщ. По данным наших наблюдений, при тектонических деформациях в качестве неоднородностей, на которых начинается формирование стилолитов, могут выступать более ранние трещины отдельности соответствующей ориентировки, минеральные жилы, включения. На зрелой стадии развития стилолитовые швы в карбонатных породах могут формировать проникающую текстуру, развиваясь как зоны растворения, заключенные между доменами-микролитонами, сложенными агрегатами зерен. В этом наблюдается морфологическое и генетическое сходство стилолитов с кливажем агрегатного типа.

Морфологическое отличие кливажа агрегатного типа от кливажных швов и “пучков” – его регулярное или проникающее распространение в породе, тогда как швы могут быть охарактеризованы как зоны сгущения кливажа, возникающие на концентраторах напряжений других структурных уровней (например, уровня слоев при формировании муллион-структур). Формирование кливажа агрегатного типа, как и стилолитов, может быть обусловлено более ранними плоскостными (в том числе трещинными) неоднородностями, контролирующими флюидную миграцию; в данном случае релаксация напряжений будет определяться действием концентраторов агрегатов зерен, слагающих стенки трещины. Более общие причины формирования таких текстур – состав и строение обломочных пород: кливаж агрегатного типа формируется в породах с плохой сортировкой обломков за счет различной скорости формирования кливажа на концентраторах зерен различного размера (рис. 1, *г, д, ж*), в породах полимиктового состава (рис. 1, *в*), где ведущим фактором является разная скорость растворимости обломков различного состава и цемента во флюиде. Быстрый переход на уровень агрегатов зерен при формировании зон растворения обеспечивается при плотной упаковке лито- или кристаллокластов (рис. 1, *з*), а также в алевролитах и алевропелитах (рис. 1, *е*), помимо этих факторов (состав и структура), важное значение имеет скорость нагружения.

Таким образом, структурным результатом действия механизма растворения под давлением при деформации обломочных горных пород (псаммитов и алевритов) является формирование кливажа. *Кливаж обломочных пород* можно разделить по морфологии на межзерновой кливаж и кливаж агрегатного типа (агрегатный).

Межзерновой кливаж является деформационной микротекстурой, образованной линзовидными микролитонами, мощность которых соизмерима с обломками (зернами) породы, которые разделены нитевидными кливажными зонами, сложенными нерастворимым веществом. Образование межзернового кливажа происходит под действием однородно распределенных в породе и одновременно действующих концентраторов напряжений зернового типа.

Кливаж агрегатного типа представляет собой микротекстуру, которая образована регулярными или проникающими кливажными зонами, разделяющими сложенные агрегатами зерен микролитоны.

Такая деформационная микротекстура формируется за счет сконцентрированного в отдельных зонах растворения, морфология, положение и густота которых определяются составом и особенностями строения породы.

Эллипсоид деформации. Трехмерная деформация определяется формой эллипсоида (рис. 2), который может иметь вид “сплющенного диска” или “сигары” через множество промежуточных типов. Для более наглядного представления эллипсоидов деформации используется диаграмма Флинна [5, 21] (рис. 2). Параметр K определяет наклон прямой, проведенной через точку на диаграмме и точку с координатами (1,1):

$$K=(a-1)/(b-1),$$

где $a=X/Y$, $b=Y/Z$ ($X \geq Y \geq Z$ – главные оси эллипсоида конечных деформаций). В зависимости от соотношения осей эллипсоида $X \geq Y \geq Z$, выделяются следующие типы эллипсоидов деформации: одноосного ($K=0$, $\lambda_1=\lambda_2>1$) и трехосного ($0<K<1$, $\lambda_1>\lambda_2>1$) сплющивания, плоской деформации ($K=1$, $\lambda_2=1$), трехосного ($1<K<\infty$, $1>\lambda_2>\lambda_3$) и одноосного ($K=\infty$, $1>\lambda_2=\lambda_3$) обжатия (λ_1 , λ_2 , λ_3 – величина деформации по осям X , Y , Z соответственно).

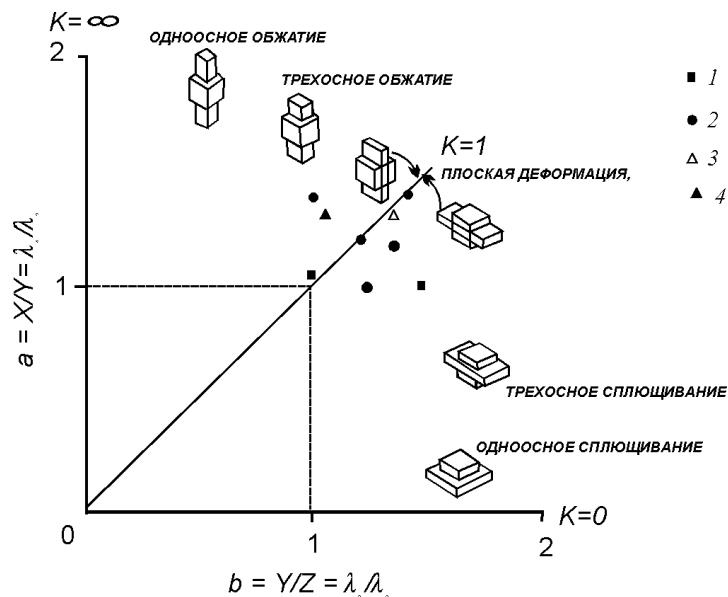


Рис. 2. Диаграмма Флинна (по [5]) и типы эллипсоидов деформации в кливажированных терригенных породах Уакитской зоны (Северное Прибайкалье): 1, 2 – песчаники мухтунной (1) и сырыхской (2) свит, поздний рифей (?); 3, 4 – алевролиты (3) и слагающие муллионы песчаники (4) сырыхской свиты

Эллипсоид деформации и эллипсоид напряжений не являются тождественными понятиями, совпадение ориентировок их осей является скорее исключением, характеризую однородные деформации чистого сдвига (сжатия – растяжения). В большинстве случаев деформация носит резко неоднородный характер. При проведении стрейн-анализа мы выясняем не величину и ориентировку сжатия, а направление оси укорочения эллипсоида конечных деформаций и величину деформации (стрейна). При невысоких девиаторных напряжениях породы могут испытать большую деформацию, и, наоборот, высокие, но кратковременные импульсы напряжения могут приводить к разрывообразованию с незначительными деформациями внутри разделенных разрывами блоков породы [1]. Образование кливажа обломочных пород ортогонально оси сжатия определяют возможности использования этой плоскостной текстуры в качестве динамического индикатора. Ось укорочения эллипсоида конечных деформаций в общем случае также ориентирована ортогонально кливажным зонам.

При оценке степени деформации в кливажированных обломочных горных породах необходимо учитывать морфогенетические особенности кливажа. В области каждого обломочного зерна распределение напряжений и деформация имеют резко неоднородный характер. Тем не менее, в объеме отдельного небольшого образца или шлифа формирование межзернового кливажа (в предложенной выше трактовке) можно рассматривать как квазиоднородную деформацию, при которой деформация укорочения – удлинения складывается из суммарного эффекта процессов растворения и переотложения на каждом обломочном зерне, равномерно распределенных в деформируемом объеме. Формирование кливажа агрегатного типа приводит к резко неоднородному распределению деформаций,

сконцентрированных в квиважных зонах и количественно сильно варьирующих в пределах различных участках породы. В общем случае величину деформации можно оценить методом концентраций [22], в котором определяется концентрация нерастворимых компонентов в микролитонах и, исходя из мощности квиважных зон, делается вывод о количестве вынесенного из них растворимого вещества, т.е. о величине деформации. Таким методом можно количественно оценить деформацию укорочения как для межзернового квиважа, так и для квиважа агрегатного типа. Для межзернового квиважа можно использовать метод полуколичественной оценки деформации укорочения, основанный на определении величины “срезания” обломочных зерен [1]. Недостаток этих методов – оценка только деформации укорочения, тогда как полное представление об объемном характере деформаций может дать совместное определение всех трех осей эллипсоида.

Использование метода Фрая при оценке величины деформации в обломочных горных породах. Одним из самых простых методов определения эллипсоида деформации является метод “от центра к центру” и его модификация - метод Фрая [16, 17], основанные на определении величины деформации горных пород, в которых зерна одинакового диаметра (или точечные включения) первоначально имели изотропное распределение. Применимость этих методов ограничивается следующими условиями: минимальное число исследуемых объектов – не менее 100, деформация должна быть однородной в масштабе минимального расстояния между объектами, число объектов не должно изменяться в процессе деформации (т.е. в процессе деформации не происходит грануляции объектов или их роста), первоначальное распределение объектов в объеме должно быть изотропным [5, 6, 16].

При оценке деформации методом Фрая в двухмерном случае на фотографию (микрофотографию шлифа) помещают прозрачную пленку (кальку), центр которой последовательно помещают в центр каждого из зерен на фотографии, затем точками отмечают центры ближайших зерен. В результате этой последовательной операции на диаграмме возникает “облако” точек с пониженной концентрацией точек в центре диаграммы (рис. 3, а). “Зияние” в центре диаграммы будет иметь форму круга (в случае изотропного распределения зерен) или эллипса. Соотношение длинной и короткой осей эллипса характеризует величину и ориентировку осей эллипсоида деформации в данном сечении. Для полной характеристики эллипсоида деформации анализ должен быть проведен по крайней мере для двух главных плоскостей деформации.

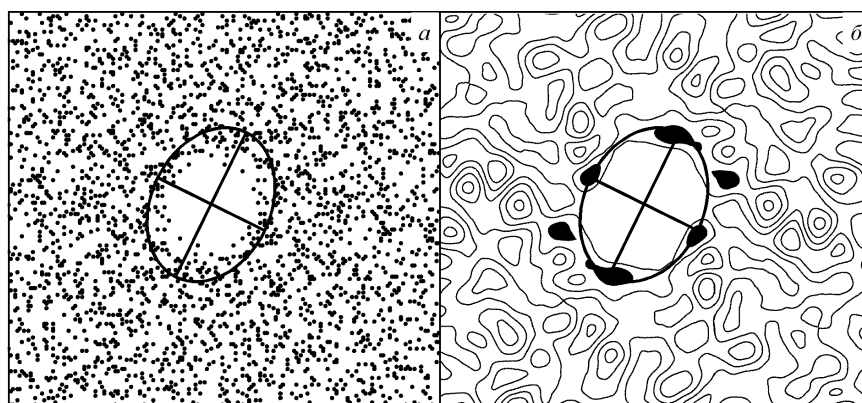


Рис. 3. Диаграмма Фрая (а) и определение эллипса деформации с помощью оценки плотности распределения точек (б)

Впоследствии метод был апробирован на различных объектах: исследовано влияние антикластерности (степени равномерности распределения зерен) на минимальное количество объектов, необходимое для получения качественных результатов [13], учтены вариации размеров круговых сечений зерен (от нуля до истинного диаметра зерна) в плоскости шлифа [14]. Были предложены модификации метода для пород, сложенных зернами сложной неэллипсоидальной формы [19, 20], для агрегатов с плотной упаковкой зерен [15]. В последние годы анализ проводится с применением компьютера. “Усовершенствовать” метод Фрая можно с помощью подсчета плотностей распределения точек на итоговой диаграмме: при этом максимумы позволяют корректнее оконтурить центральный эллипс (рис. 3, б). На этом основан принцип работы созданной нами программы (по аналогии с программой NewFry для DOS, автором которой является Дж. Толсон).

Выбор метода Фрая в качестве одного из главных методов стрейн-анализа обломочных пород определяется его относительной простотой в сочетании с достаточно широким распространением объектов, которые можно использовать для анализа. В обломочных породах с *межзерновым квиважем*

ориентировка кливажных зон определяет положение плоскости эллипсоида деформации XU , ось укорочения Z ориентирована ортогонально кливажу. Ось удлинения X (и, следовательно, плоскость XZ) можно с достаточной степенью точности определить при наличии в деформированном объеме структур растяжения (минеральных жил, “бород нарастания”), образующих с кливажем деформационно-химические структурные парагенезы.

Как указано выше, при образовании межзернового кливажа суммарный эффект релаксационной работы концентраторов напряжений сжатия и растяжения на каждом обломочном зерне приводит к квазиродной деформации породы на уровне агрегата зерен. К сожалению, критерий изотропности первоначального распределения обломочных зерен в породе не всегда можно проверить; наоборот, для осадочных пород можно ожидать анизотропного распределения зерен вдоль слоистости (рис. 4, *а*). Кроме того, на эллипсоид конечных деформаций существенно влияют объемные эффекты при образовании межзернового кливажа. Если при деформации обеспечивается постоянство объема (растворенное вещество переоткладывается в тыльных частях зерен), то можно считать, что эллипс деформации, определенный в плоскости XZ , характеризует величину укорочения – удлинения. При уменьшении объема в процессе деформации (растворенное в кливажных зонах вещество переоткладывается в минеральных жилах, частично или полностью выносится за пределы деформируемого объема [2, 12]) отношение осей эллипса будет характеризовать деформацию укорочения (в предельном случае деформация удлинения по оси X равна нулю, см. рис. 4, *б*). Таким образом, для определения эллипса главного сечения в кливажированных породах требуется дополнительно оценить величину изменения объема.

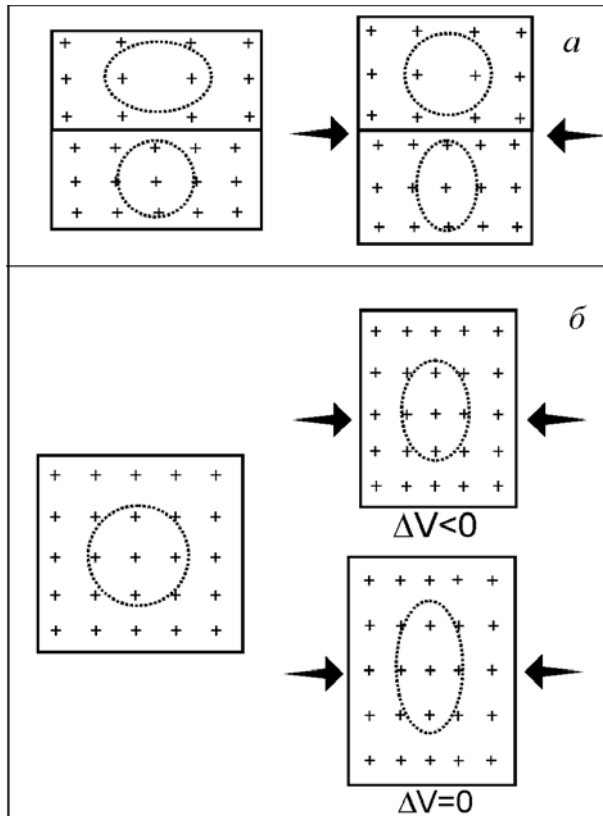


Рис. 4. Неоднозначность интерпретации результатов стрейн-анализа, за счет первоначально неизотропного распределения объектов (*а*) или уменьшения объема (ΔV) при деформации (*б*)

Полуколичественная оценка деформации укорочения по степени совершенства кливажа, предложенная в работе [1], позволяет оценить влияние объемных эффектов и возможной докливажной анизотропии распределения зерен. При постоянстве объема соотношение длинной и короткой оси эллипса в случае плоской деформации:

$$X/Z = (1+\varepsilon_2)/(1-\varepsilon_1),$$

где ε_1 и ε_2 – величина укорочения и удлинения. Если считать, что релаксационные возможности зерновых концентраторов исчерпываются при деформации 30-35 %, то отношение осей эллипса при сохранении объема не должно превышать 2 – 2,1 ($\varepsilon_1 = \varepsilon_2 \approx 0,35$). При полном выносе вещества из деформируемого объема ($\varepsilon_2=0$) это же максимальное соотношение составляет 1,5 – 1,6. Таким образом,

параметры эллипсоида деформации могут косвенно свидетельствовать об объемных эффектах при формировании межзернового кливажа, что можно проверить при детальном наблюдении в шлифах.

Оценка величины деформации в обломочных породах Уакитской зоны (Северное Прибайкалье). При исследовании структурной эволюции Уакитской зоны нами определены эллипсоиды деформации в терригенных породах (рис. 2), при этом зафиксировано хорошее соответствие с полуколичественными оценками деформации укорочения по срезанию зерен. За исключением одного образца с анизотропным распределением зерен вдоль слоистости (“эллипсы” деформации оказались ориентированы длинной осью ортогонально плоскости кливажа), можно считать полученные результаты удовлетворительными. Большинство изученных пород характеризуется трехосными эллипсоидами деформации сплющивания или плоской деформации со значением K , близким к 0,7 – 1. Наблюдения в шлифах показывают, что в изученных породах деформация не сопровождалась существенным уменьшением объема. Деформация укорочения характеризуется значениями от 5 % в породах с инициальными кливажными зонами на контактах зерен до 25-30 % в породах с проникающим межзерновым кливажем.

Максимальное значение было получено для алевролитов сырыхской свиты ($K=0,95$ при $X/Z=1,85$), в которые погружены микромуллионы мелкозернистых песчаников. В самих муллионах определена деформация, соответствующая трехосному обжатию, вероятно, обусловленная растяжением вдоль оси муллион-структур на поздних стадиях их развития, когда муллионы уже представляли собой обособленные сегменты слоя в менее вязком алевролитовом матриксе.

По данным петроструктурного анализа, в песчаниках мухтунной и сырыхской свит величина деформации сильно варьирует от практически недеформированных (на зерновом уровне) фрагментов складчатого разреза до близких к “максимальным” значениям деформации укорочения (20-25 %) при параметрах эллипсоида деформации, близких к трехосному сплющиванию ($K = 0,7$).

Наиболее интересные объекты – породы, в которых фиксируется деформация трехосного обжатия. Такой тип деформаций с субвертикально ориентированной осью растяжения установлен в двух образцах ($K \approx 1,4$), отобранных на участках, прилегающих к западному флангу Сырыхской зоны разломов. Одним из вероятных вариантов интерпретации этих данных является переиндексация осей напряжений, возникающая на флангах зоны смятия при продольном отжатии вещества. Брусовидная отдельность с субгоризонтально ориентированными веретенообразными волокнистыми кальцитовыми жилами, описанная нами на восточном фланге зоны, является макроструктурным признаком деформаций трехосного обжатия, и косвенно может свидетельствовать в пользу такой модели.

Количественная оценка и распределение величины конечных деформаций в складках. Генетические аспекты соотношения складок с кливажем и эволюция кливажа в терригенных толщах в процессе складкообразования подробно рассмотрены в работе [8]. В зависимости от состава слоистой толщи и скорости нагружения в складках может формироваться прямой (веерообразно расходящийся от осевой поверхности складки), обратный (сходящийся) кливаж, кливаж осевой плоскости. В ритмично слоистых терригенных толщах переход от стадии продольного укорочения к стадии продольного изгиба обусловлен увеличением контраста вязкостей между песчаниками и алевролитами при формировании межзернового кливажа. Возникая на стадии продольного укорочения, кливаж совершенствуется на стадии изгиба: пассивно разворачивается в прослоях песчаников, а в более мелкозернистых алевролитовых прослоях образует сходящийся веер кливажа за счет “дорастания” кливажа и поворота микролитонов. На стадии общего сплющивания происходит окончательное морфологическое оформление кливажа как в псаммитовых, так и в алевролитовых прослоях. В однородно слоистых толщах с низкой контрастностью вязкости и высокой приведенной мощностью слоев (т.е. в сильно расслоенных объемах) стадия продольного укорочения может отсутствовать, и после стадии изгиба формирование и морфологическое совершенствование кливажа протекает на стадии общего сплющивания – возникает проникающий кливаж, параллельный осевой плоскости.

Эволюция межзернового кливажа должна отражаться в распределении величин конечных деформаций. Количественная оценка распределения деформаций проведена на примере одной из мелких складок (рис. 5). Складка открытая, с прямым углом между крыльями, с коробчатообразной формой замка (рис. 5, а). Породы представлены алевролитами, в которых заключен тонкий (мощностью около 2 мм) прослой известняка с редкими кливажными зонами (кливажем агрегатного типа), иногда проникающими через весь прослой. В алевролитах отмечается частый, хорошо морфологически оформленный межзерновой кливаж. Были получены параметры эллипсов деформации для кливажированных алевролитов в различных фрагментах шлифа (рис. 5, б).

Соотношения длинной и короткой осей эллипсов деформации находятся в интервале от 1 до 2 со средним значением 1,4 – 1,6. Средние значения соответствуют величине деформации укорочения, которая составляет около 20 %, максимальные – 30 %. Структурно области малых деформаций (соотношение осей эллипсов от 1 до 1,2) тяготеют к внешней части замка складки, максимальная

деформация фиксируется на крыльях складки и во внутренней части замка (рис. 5, в). Детальные микроскопические наблюдения свидетельствуют о деформации без изменения объема. Полученные результаты хорошо коррелируют с определениями, полученными по оценке “срезания” зерен. Вместе с тем при близком к изотропному распределению зерен в алевролитах сводовой части складки фиксируются начальные стадии развития межзернового кливажа, величина деформации укорочения по срезанию зерен может быть оценена в 5-10 %. Вероятнее всего, это свидетельствует об изначально неизотропном распределении зерен, что позволяет ввести поправку при окончательной интерпретации.

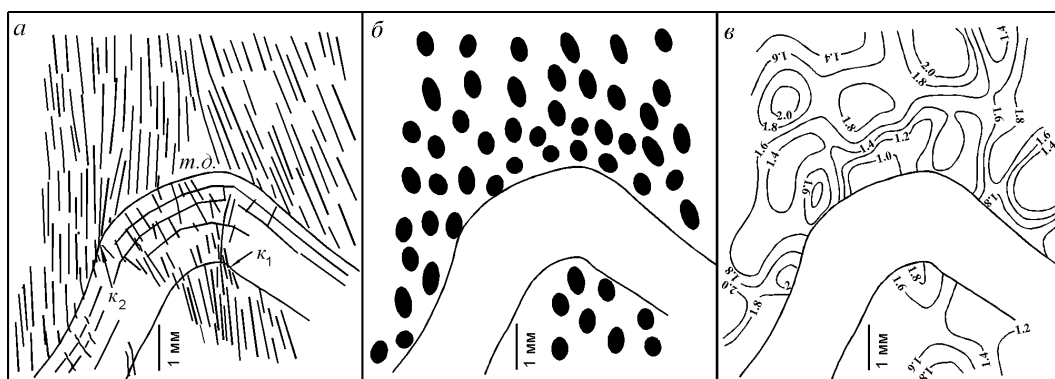


Рис. 5. Неоднородный характер распределения величины конечных деформаций в алевролитах вокруг мягкого слоя известняка: а – ориентировка и густота кливажных зон (K_1 , K_2 – концентраторы напряжений сжатия, $m.d.$ – тень деформации); б – эллипсы деформации; в – распределение деформаций, выраженное через отношение осей эллипсов

Сводовую часть складки можно рассматривать как тень деформации ($m.d.$ на рис. 5, а), о чем свидетельствует рисунок кливажных поверхностей. На стадии изгиба величина деформации достигает 25-30 %, в известковистом прослое формируются кливажные швы во внутренней части замка складки, преобразующиеся при переходе к алевролитам в “пучки” частого кливажа (концентратор напряжений K_1 на рис. 5, а); структуры растяжения в сводовой части отсутствуют. После изгиба совершенствование кливажа на стадии общего сплющивания протекало в резко неоднородном поле напряжений, распределение которых определялось замком складки. Близкая к коробчатой морфологии сводовой части складки определяет роль замка как крупного концентратора напряжений (K_2 на рис. 5, а). Резко неоднородное распределение величины деформации укорочения в алевролитах связано со сложной полистадийной эволюцией межзернового кливажа в неоднородном поле напряжений при образовании складки: от 5 % в области тени деформации, что характеризует величину деформации на стадии продольного укорочения, до 25-30 % на стадии изгиба и до 30-35 % в областях концентраторов напряжений в начале стадии общего сплющивания.

Заключение. Обломочные горные породы чутко реагируют на приложенные напряжения. В зависимости от структуры и состава пород деформационные преобразования выражаются в формировании морфологически различных новообразованных деформационных текстур, которые можно разделить на два главных типа: межзерновой кливаж и кливаж агрегатного типа. Ведущую роль в формировании этих текстур играют концентраторы уровней зерен и агрегатов зерен соответственно.

В качестве одного из методов количественной оценки величины деформации пород с межзерновым кливажем мы предлагаем использовать метод Фрая. Полученные результаты можно применять для решения конкретных задач: для определения величины деформации, типизации деформационных процессов и процессов, связанных с динамическими обстановками (плоской деформацией, обжатием, сплющиванием) в зависимости от положения изучаемых объектов в региональной структуре [18]. При необходимом обосновании петроструктурными наблюдениями и статистическом представлении результатов модификации метода можно применять для оценки деформации достаточно широкого спектра пород [20], в том числе с учетом первоначальной неизотропности распределения зерен [18].

Подчеркнем, что использование средств компьютерной обработки существенно облегчает использование метода Фрая - ограничения метода могут быть сглажены за счет увеличения числа исследованных объектов (метод модифицируется в статистический), конечно, лишь при правильном понимании решаемых задач и корректной интерпретации результатов. Еще одним возможным нестандартным применением метода является его использование для изучения объектов, заранее не пригодных с точки зрения обычных ограничений. Например, в работе [23] метод Фрая был использован

как средство пространственного анализа для выяснения возможной связи структурного рисунка размещения точек минерализации с потенциальными рудоконтролирующими структурами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаврилов Ю.О., Галкин В.А., Панов Д.И. и др. Литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики ниже- и среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа (район р. Терек) // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 1. С. 58-77.
2. Галкин В.А. Роль флюидов в формировании деформационных структурных парагенезов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1993. № 5. С. 59-70.
3. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Галкин В.А. и др. Деформационно-химические парагенезы и структурно-метаморфическая зональность // Геотектоника. 1995. № 2. С. 49-60.
4. Лукьянов А.В. Стрейн-анализ – метод количественного изучения тектонических деформаций // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991. С. 126-131.
5. Николя А. Основы деформации горных пород. М., 1992.
6. Родыгин А.И. Методы стрейн-анализа. Томск, 1996.
7. Талицкий В.Г. Модель структурообразования в неоднородной геологической среде // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 1991. № 1. С. 27-33.
8. Талицкий В.Г. О соотношении кливажа со складками (генетический аспект) // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 1989. № 4. С. 3-14.
9. Талицкий В.Г., Галкин В.А. Морфологические и генетические различия кливажа и сланцеватости горных пород // Геотектоника. 1988. № 5. С. 15-24.
10. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. Т. 2. М., 1985.
11. Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Berlin – Heidelberg – New York, Springer-Verlag. 1980.
12. Bhattacharyya T., Longiaru S. Ability of the Fry method to characterize pressure-solution deformation – Discussion // Tectonophysics. 1986. Vol. 131. P. 199-200.
13. Crespi J.M. Some guidelines for practical application of Fry's method of strain analysis // J. Struct. Geol. 1986. Vol. 8. P. 799-808.
14. Erslev E.A. Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates // J. Struct. Geol. 1988. Vol. 10. P. 201-210.
15. Erslev E.A., Ge H. Least-squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis // J. Struct. Geol. 1990. Vol. 12. P. 1047-1059.
16. Fry N. Random point distributions and strain measurement in rocks // Tectonophysics. 1979. Vol. 60. P. 89-105.
17. Fry N. Fry plots: warning about summed moments // J. Struct. Geol. 1999. Vol. 21. P. 129-134.
18. Harrison M.J., Onasch C.M. Quantitative assessment of low-temperature deformation mechanisms in a folded quartz arenite, Valley and Ridge Province, West Virginia // Tectonophysics. 2000. Vol. 317. P. 73-91.
19. McNaught M.A. Modifying the normalized Fry method for aggregates of non-elliptical grains // J. Struct. Geol. 1994. Vol. 16. P. 493-503.
20. McNaught M.A. Estimating uncertainty in normalized Fry plots using a bootstrap approach // J. Struct. Geol. 2002. Vol. 24. P. 311-322.
21. Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 1. Strain Analysis. L., NY, 1983.
22. Sansone S.A. Fractures and solution cleavage // Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Berlin – Heidelberg – New York, Springer-Verlag, 1980. P. 180-182.
23. Vearncombe J.R., Vearncombe S. The Spatial Distribution of Mineralisation // Econ. Geol. 1999. Vol. 94. P. 475-486.

Вестник Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2002. № 6.