

Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова

Геологический факультет



НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

***ЛОМОНОСОВСКИЕ
ЧТЕНИЯ***

СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ

***Подсекция
нефтегазовой седиментологии и общей литологии
секция «Осадочные породы» МОИП***

Руководитель – доцент Карпова Е.В.

СБОРНИК
ТЕЗИСОВ ДОКЛАДОВ

Москва
2024

Содержание:

1.	Литогенетическое преобразование аутигенного пирита угленосных отложений Донецкого бассейна К.М. Седаева	2
2.	Позднечетвертичный седиментогенез на платформенных окраинах Средиземного, Черного и Каспийского морей В.М. Сорокин	5
3.	Осадконакопление в позднем плейстоцене и голоцене Северного Каспия Н.Т. Ткач	7
4.	Механизмы и продукты постэруптивных изменений нетрадиционных коллекторов доюрского комплекса участков Западной Сибири Е.В. Карпова	9

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ АУТИГЕННОГО ПИРИТА УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

К.М. Седаева

Пирит в угленосных отложениях Донецкого бассейна наблюдается во всех литологических типах и разностях пород (*песчаниках, алевролитах, глинистых породах, известняках*) и углях (*от длиннопламенных до антрацитовых марок*). Его содержание колеблется от долей процентов до 3-5% и не связано с изменением стадий литогенеза и углефикации (марочного состава углей). В разрезах угленосных комплексов пирит наблюдается в виде микро- и макроскопических конкреций, реже пропластков и прослоев, и крайне редко в виде псевдоморфоз по фауне и растительным остаткам. Время накопления угленосных отложений охватывает всю каменноугольную эпоху, в течение которой образовалось более 300 угольных пластов и прослоев, участвующих в строении трех угленосных формаций: ранневизейская (C_{1V1}), поздневизейская (C_{1V2}) и позднекаменноугольная (C_2). Проведено изучение, сопоставление и систематизация морфологии пирита углей и углевмещающих отложений разной фациальной принадлежности от платформенного склона Восточно-Европейской платформы (*стадия начального катагенеза, угли длиннопламенные марки Д*) до центральных частей Донецкого прогиба (*от стадии позднего катагенеза, угли газовые, жирные, коксовые и отощенно-спекающиеся марки Г-Ж-К-ОС до стадии метагенеза, угли тощие, полуантрациты и антрациты марки Т-ПА-А*). На разных стадиях литогенеза и углефикации пирит структурно трансформировался по мере усиления температуры и давления при погружении отложений на глубину. Это приводило к изменению его морфологии и внутреннего микростроения на фоне изменения марочного состава углей и литогенетического преобразования углевмещающих пород.

Аутигенный пирит (тонкорассеянный и конкреционный) зарождался на стадии седиментогенеза и диагенеза (угли бурые) при существенном влиянии микробиального фактора. Первоначально пирит представлял собой шаровидные скопления микрокристалликов в виде глобулей бактериоморфного пирита сферической, гроздевидной, палочковидной, спутанонитевидной, овальной и неправильной форм размером 10-50 микрон. На всех стадиях литогенеза и углефикации формирование пирита связывается с восстановительными условиями в связи с последовательным разложением органического вещества (ОВ) и раскристаллизацией гелей сложного состава [Астафьева и др., 2005; Богуш, Бурцев, 2002; Викулов и др., 2002].

Начальный катагенез (угли марки Д) наблюдается в угленосных отложениях, распространенных по периферии Восточно-Европейской платформы, где пирит встречается повсеместно и образует очень тонкую, единичную «сыпьевидную» и пылевидную вкрапленность, реже минеральные выделения округлой «глазковой» формы. В пирите из терригенных пород под электронным микроскопом фиксируется глобулярное строение. Глобули близких размеров образуют фрамбоиды, которые отличаются несовершенной формой. Кроме этого, встречаются псевдоморфозы пирита по мелким раковинам фораминифер и фитокластам, особенно в полостях растительных клеток, где он является фоссилизирующим минералом. Методом декрепитации в пирите определен интервал температуры 55-75⁰С.

Поздний катагенез (угли марки Г-Ж-К-ОС). Морфологические особенности пирита в данной зоне литогенеза, соответствующей бортовой части Донецкого прогиба и средней стадии углефикации, рассматриваются на стадиях раннего (угли газовые – марки Г) и позднего катагенеза (угли жирные, коксовые и отощенно-спекающие – марки Ж-К-ОС). Начиная с этой

стадии, аутигенный пирит характеризуется четкой морфологической обособленностью [Викулов и др., 2002].

Пирит начальной или ранней стадии позднего катагенеза (угли марки Г) в углевмещающих породах встречается в виде единичных зерен, тонко распыленных в породах разного литологического состава или/и мелко агрегатных скоплениях в виде «сыпи» мельчайших зернышек размерностью менее 0,001 мм, местами с их собирательной сегрегацией и образованием крупных индивидов, иногда встречаются глобулы в виде сферических образований. Четко фиксируется его фрамбоидальное строение с плотной упаковкой глобулей и более правильной законченной их сферической формой. Агрегаты фрамбоидов, сформированные из глобулей, образуют полифрамбоиды, рост агрегатов которых наблюдается от центра к периферии. Для пирита данной зоны литогенеза и углефикации характерно: **1)** глобулярно-фрамбоидальное (сферическое) строение с плотнейшей упаковкой глобулей, **2)** появление отдельных индивидов с четким кубическим габитусом и с намечающейся штриховкой на гранях и **3)** более повышенная температура образования (60° - 85°) по сравнению с пиритом начальной стадии катагенеза и зоной развития длиннопламенных углей марки Д [Викулов и др., 2002].

Пирит поздней или глубинной стадии позднего катагенеза и средней степени углефикации в углевмещающих породах и углях (угли марки Ж-К-ОС) находится в виде тонкозернистых агрегатов, размер которых увеличивается к периферии, или приурочен к породам, подверженным пластическим деформациям, в которых отчетливо наблюдается пloyчатость, изогнутость породообразующего слюдистого компонента. *Пирит в жирных углях* (угли марки Ж) встречается в пятнистых и прожилковых образованиях и входит в состав угольных почек. Нередко появляются индивиды кубической формы с четкими кристаллографическими гранями. Иногда пирит образует лапчатые, скелетные, островковые выделения. Методом декрепитации в пирите определен интервал температуры $120-140^{\circ}\text{C}$.

Можно констатировать, что на стадии позднего катагенеза отмечается приобретением пиритом кристаллографических очертаний с намечающейся штриховкой на грани (особенно у пирита из песчаников), или он образует лапчатые, островковые, скелетные выделения. Пириту присуще глобулярно-полифрамбоидальное строение, наличие индивидов кубического габитуса со штриховкой на гранях и повышенная температура образования пирита (120° - 140°C).

Метагенез. Морфологические особенности пирита в зоне метагенеза и развития тощих, полуантрацитовых и антрацитовых углей (угли марки Т-ПА-А), распространенных в центральной части Донецкого прогиба, рассматриваются на стадии раннего и позднего метагенеза. Ранний метагенез (в зоне развития тощих углей – марки Т) пирит образует гнездовую, линзовидно-прожилковую и конкреционную вкрапленность и приурочен к зонам микродислокационных нарушений. Для него характерно полифрамбоидальное строение и наличие более крупных минералов кубического габитуса с четко выраженной линейной штриховкой и высокая температура образования (130° - 165°C). Иногда в породах и углях наблюдаются крупные метакристаллы пирита, образованные в результате собирательной кристаллизации. Метакристаллы в основном кубической формы с узкими полосками пентагон-додекаэдрических граней, а также с треугольными гранями октаэдра. В метакристаллах встречаются иногда реликты пирита сферической формы [Викулов и др., 2002]. Поздний метагенез. Пирит в полуантрацитовых (угли марки ПА) и антрацитовых (угли марки А) углях и крайне редко в углевмещающих породах образует крупную гнездовую вкрапленность нередко с крупными метакристаллами или/и скоплением микроагрегатов в виде тонких пленок в углях и

породах вдоль микротрещин. Пирит представлен «листоватыми» или/и «перистыми» агрегатами зерен, легко отщепляющиеся от угля или породы. Агрегатные скопления пирита представляют собой тонкие пленки. Кристаллы имеют октаэдрическую форму с подчиненными значениями граней куба и пентагон-додекаэдра и нередко характеризуются крупноблочным строением, отмечаются целые системы микротрещин, залеченные кварцем и отчасти карбонатом. В метакристаллах встречаются иногда реликты пирита сферической формы [Викулов и др., 2002]. Методом декрепитации в пирите определен интервал температуры от 190–210⁰С (угли марки ПА) до 220–260⁰С (угли марки А).

В заключении можно сделать следующие выводы. 1) Морфологическая выраженность аутигенного пирита изначально микробиальной природы наблюдается как на породном, так и на минерально-кристаллографическом уровне. 2) Каждой стадии литогенеза и углефикации соответствует определенная структурная организация индивидов пирита. 3) На морфологические изменения пирита значительное влияние оказывали термобарические условия, вызванные погружением угленосных отложений на глубину. Это привело к постепенному уничтожению в пирите первичных седиментогенно-диагенетических признаков на стадии позднего метагенеза. 4) Присутствие пирита с ярко выраженными кристаллографическими формами не всегда будет свидетельствовать о его эндогенной природе, а вероятнее всего о сильно закамуфлированной микробиальной природе. 5) Форма выделения аутигенного пирита угленосных отложений Донецкого бассейна по стадиям литогенеза и углефикации можно использовать как один из его типоморфных признаков.

Литература

- 1 Астафьева М.М., Розанов А.Ю., Хувер Р. Фрамбоиды: их структура и происхождение.// Палеонтологический журнал, 2005, № 5. С. 3-9.
- 2 Богуш И.А., Бурцев А.А. Онтогенез фрамбоидального пирита.//Биокосные взаимодействия: Жизнь и камень. Матер. 1-ого Межд. симпозиума. СПб.2002.С. 49-51.
- 3 Викулов А.Г., Седаева К.М., Викулова Е.А Пирит угленосных отложений Донбасса (стадии формирования и типоморфные признаки). – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 171 с.

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ НА ПЛАТФОРМЕННЫХ ОКРАИНАХ СРЕДИЗЕМНОГО, ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ

В.М.Сорокин

Тектоническое положение изученных морских акваторий отражает их сходное происхождение и геологическую историю развития. Южная часть Восточного Средиземноморья лежит на погружении активизированной древней Африкано-Аравийской платформы. Северная область западной котловины Черного моря, дно Северного и Среднего Каспия расположены в пределах Восточно-Европейской и Скифско-Туранской платформ. Это нашло отражение в сходной морфологии платформенных окраин, выраженной в наличии широких шельфов, пологих континентальных склонов и глубоководных впадин. Существенные различия, оказавшие влияние на развитие осадочного процесса в четвертичное время, проявились в степени удаленности морей от центра материкового оледенения, отразившейся в климатических обстановках и их смене во времени и особенностях питания исходным осадочным материалом; в характере связи между ними, обусловившим устойчивость (изменчивость), качественную и количественную характеристику осадконакопления на разных временных этапах; в океанологических характеристиках водных толщ и в особенностях колебаний уровней морей.

В Восточном Средиземноморье вдоль побережья Ливии и Египта позднечетвертичные осадки (МИС5–МИС1) слагаются преимущественно высококарбонатными илами. Их главными компонентами являются остатки твердых скелетов бентосных и планктонных организмов, состоящие из кальцита, высокомагнезиального кальцита и арагонита. На внешнем шельфе и на континентальном склоне в вюрмских илах присутствует значительное количество кристаллического, хемогенного, арагонита и высокомагнезиального кальцита. Тонкозернистая глинистая фракция осадков обогащена иллитом (преобладает) смектитом и каолинитом. Скорости осадконакопления, как правило, не превышают 2-4 см/тыс.лет.

В пределах глубоководного конуса Нила в разрезах чередуются пачки светло-коричневых высококарбонатных илов и темно окрашенных до темно-серого и почти черного цвета песчано-алевритовых и глинистых осадков, связанных с пульсационным поступлением речных выносов в условиях изменяющегося уровня моря. В составе терригенной фракции преобладает материал из области развития в верховьях реки континентальных рифтов и из пустынь, в котором преобладают пироксены, монтмориллонит и каолинит. Скорости накопления осадков в целом возрастают до нескольких десятков см/тыс.лет.

В условиях субтропического аридного климата (отсутствие речного стока, повышенная соленость вод) реализовывался терригенно-биогенный тип устойчивого морского седиментогенеза, прерываемый накоплением в межледниковых обстановках (гумидизация климата за счет изменения муссонной воздушной циркуляции в северной Африки и увеличения речного стока и продуктивности) обогащенных ОВ сапропелевых прослоев.

В Черном море в условиях контрастных изменений климата в межледниковые и ледниковые этапы (от теплых гумидных до холодных аридных), значительных колебания уровня бассейна, приводивших к прекращению связи со Средиземным морем и смене континентального пресноводно-озерного терригенного типа седиментогенеза на морской биогенно-терригенный тип. Это проявилось в смене тонкозернистых практически безкарбонатных глинистых илов с низким содержанием ОВ (<0,5%) на глинисто-кокколитовые и сапропелевые разности, падении скоростей накопления с 50-100 до 10 см/тыс. лет. В

переходную стадию отмечается образование хомогенных кальцитовых и диатомовых илов (пресновидный тип). В минералогическом составе отмечена смена минералов скандинавской питающей провинции (амфиболы, гранат, устойчивые минералы, иллиты) на бóльшую роль ближних и разнообразных провинций с увеличением эпидота и смектитов.

В Каспийском море в солоновато-водных обстановках преимущественно изолированного водоема в условиях питания ледниковым материалом крупными реками (Волга, Урал, Терек, Сулак) и эоловым материалом из разных источников, неоднократных изменений его уровня на шельфе реализуется континентально-морской, а во впадине устойчивый морской типы седиментогенеза, представленные в первом случае мощными толщами песчано-глинистых, реже терригенно-ракушняковых и ракушняковых осадков, а во втором случае глинистыми, диатомовыми, хомогенными карбонатными и сапропелевыми илами со скоростями накопления 10-20-50 см/тыс.лет. В регрессивные этапы в зоне перехода от шельфа к северному склону впадины отмечается образование дельтовых и авандельтовых комплексов Волги и Урала. В минералогическом составе шельфовых осадков отражается влияние северных источников (волжского, камского, уральского), а в глубоководной впадине увеличивается роль кавказского и пустынного источников.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ

Н.Т.Ткач

Каспийское море является крайне важным для составления стратиграфической схемы региона, изучения палеогеографических обстановок квартера Евразии и понимания глобальных климатических изменений. Несмотря на продолжительное изучение, многие вопросы его истории развития и осадконакопления, в том числе в позднем плейстоцене и голоцене, являются нерешенными или дискуссионными. Так, нет единого мнения относительно количества трансгрессивно-регрессивных этапов, их причин, уровня стояния бассейна, хронологии, природных условий и корреляции с событиями на сопредельных территориях.

В течение более чем двухвековой истории геологического познания Каспийского моря исследователи при составлении стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций в основном опирались на данные, которые получали по прибрежным областям, таким как Прикаспийская низменность, включающая долины рек Урала (Жуков, 1945; Васильев, 1961; Шкатова, 1975) и Волги (Православлев, 1908, 1926; Гричук, 1954; Федоров, 1957, 1978; Васильев, 1961; Москвитин, 1962; Попов, 1967, 1983; Шаховец, 1987; Рычагов, 1997; Свиточ, Янина, 1997; Бадюкова, 2007; Леонов и др., 2002; Шкатова, Арсланов, 2004; Янина, 2012; Свиточ, 2014 и др). Вследствие неоднократных трансгрессивно-регрессивных событий в Каспии на прилегающих участках суши остались свидетельства, которые позволяют сделать достаточно много выводов о геологической истории региона. Однако эти исследования уделяют внимание в первую очередь отложениям наиболее обширных трансгрессий Каспийского моря. Это создает некоторую ограниченность представлений о стратиграфии из-за слишком продолжительных перерывов осадконакопления на низменности. Акватория Северного Каспия, хоть и осушалась в позднечетвертичное время, имеет гораздо более продолжительную летопись осадконакопления и «почву» для составления стратиграфической схемы, изучения отложений и реконструкции палеогеографических событий.

В работе автора упор был сделан на изучение палеогеографии и условий осадконакопления, начиная с последнего крупной трансгрессии Каспия – хвалынской, которая сменила ательскую регрессию, продолжилась мангышлакской регрессией и затем голоценовой новокаспийской трансгрессией.

В рамках исследования керна скважин Северного Каспия были проведены литологический анализ, определение глинистых минералов и состава РЗЭ и металлов, анализ литературных геохронологических данных и обобщение материалов по биостратиграфии. Скважины были между собой скоррелированы по данным сейсмопрофилирования и биостратиграфии.

Анализ строения толщи показывает, что в Северном Каспии с момента начала хвалынской трансгрессии было три перерыва в осадконакоплении: мангышлакская регрессия до почти -100 м абс. и две стадии в новокаспийское время, когда море отступало на 65-7 м от современного уровня.

Литологический анализ отложений показал, что источник подавляющей части материала, попадающего в Каспия – это твердый сток Волги, который преобладает как сейчас, так и преобладал в позднечетвертичное время. Флуктуации в составе контролируются только удаленностью от дельты р. Волги, когда меняется соотношения суммы рудных минералов и клиноцоизита.

Состав глинистых минералов призван проследить изменение в питающей провинции Северного Каспия, то есть Волге. Анализ их состава показал, что соотношение иллит-смектит отражает разный вклад Верхневолжья и Камского бассейна в сток. Отмечается, что нижней части толщ, отвечающих трансгрессивным событиям, смектит (характерный для Камы) преобладает, что позволяет говорить об относительно большей водности Камы.

Состав РЗЭ и металлов, во-первых, подтверждает схожий характер разновременных отложений Северного Каспия, а во-вторых, по серии дискриминационных диаграмм, подтверждает ведущую роль Волги в привносе терригенного материала с незначительными изменениями в питающей провинции.

Обобщение данных по геохронологии показало временные ограничения событий, определявших характер осадконакопления в регионе. Хвалынская трансгрессия, начавшаяся около 30 тыс. л.н. с увеличением Камского стока, продолжалась вплоть до границы плейстоцен-голоцен, с максимумом в Бёллинг-Аллерёд. Мангышлакская регрессия весьма скоротечно прошла в самом начале голоцена, до 9 тыс. л.н., и сменилась современной новокаспийской трансгрессией, флуктуации в которой уже сложно связать с конкретными климатическими событиями.

МЕХАНИЗМЫ И ПРОДУКТЫ ПОСТЭРУПТИВНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ НЕТРАДИЦИОННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ДОЮРСКОГО КОМПЛЕКСА УЧАСТКОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Е.В. Карпова

Исследовались коллекторы доюрского комплекса Средне-Назымского участка, занимающего промежуточное положение между Красноленинской и Фроловской нефтегазоносными областями и находящегося в пределах Рогожниковско-Назымского грабена. Перспективы нефтегазоносности Средне-Назымского месторождения связаны с комплексом доюрского фундамента, отложениями юрского и мелового возрастов. Доюрский комплекс в пределах данной структуры представлен мощными вулканогенными толщами риолит-дацитового состава.

Среди изучаемых пород широко развиты кислые эффузивы, реже развиты вулканокластовые образования (кластолавы, туфы, тектонокластиты по вулканитам) и метасоматиты; местами встречаются вулканогенно-осадочные и осадочные (аргиллиты) породы. Вторичная пустотность связана с выщелачиванием основной стекловатой массы, фенокристаллов ПШ, вдоль стенок трещин, а также с развитием трещиноватости. Наибольшая вторичная пористость отмечается в вулканитах с перлитовой текстурой и некоторых типах туфов. В вулканитах с перлитовой структурой и развитыми процессами выщелачивания пористость может составлять более 20–30%.

Для пород свойственны наложенные вторичные изменения, среди которых основными являются: (1) формирование пустотности (десиализация, выщелачивание полевых шпатов, реже – кварца, формирование трещин); (2) окремнение: окварцевание (по перлитам, витрокластам, основной массе лав), развитие кварца в миндалинах; окварцевание трещин и зон растворения; (3) массовые выделения полевых шпатов: альбита и КППШ по основной массе, витрокластам, в миндалинах и зонах растворения в виде идиоморфных таблитчатых кристаллов, местами в виде обильных крустификаций; (4) глинизация: преимущественно хлоритизация, реже – мусковитизация и иллитизация, развиваются по основной массе, по трещинам; (5) карбонатизация (выделения сидерита и кальцита) участковая (обычно поверх фенокристаллов ПШ), по основной массе и по трещинам.

Изменения толщ после излияния лавы и эксплозивной деятельности происходило под влиянием гидротермального литогенеза. Необходимо заметить, что вулканизм исследуемого района в пермо-триасовое время характеризуется напряженностью, т.е. обилием длительно (до 2,5 млн лет) действующих очагов извержений. Гидротермальные системы функционируют после извержений от первых тысяч лет до нескольких сотен тысяч лет.

Формирование коллектора происходило за счет выщелачивания SiO_2 с выносом кремнезема из обводненного вулканического стекла (перлитов), из фенокристов ПШ и, редко, кварца, и обязано воздействию щелочного флюида, который генетически связан с геологическим циклом формирования этих вулканогенных толщ. Наилучшими коллекторскими свойствами обладают петротипы вулканитов с порфировой структурой с перлитовой и миндалекаменной текстурой; а также туфы и вулканокластиты.

Метасоматические процессы новообразования других минералов по исходной минеральной матрице (вулканическому стеклу и ПШ) приводят к усложнению первичного состава породы и способствуют формированию флюидоупора. Ассоциация метасоматических минералов: кварц-КППШ-альбит-хлорит, а также процесса преобладания привноса компонентов

над их выносом свидетельствует о воздействии слабощелочного флюида с высокой щелочнометаллностью растворов. В составе флюида среди катионов резко преобладает Na, K, Fe; среди анионов – угольная, соляная, фтористо-водородная и кремниевая кислоты. Определяется кварц-двуполевошпатовый тип метасоматоза с хлорит-серицитом (хлорит-иллит-мусковитом). Не исключается воздействие кислотных растворов с преобладающим кислотным типом метасоматоза, во времени закономерно сменяющий щелочноземельный. К продуктам кислотного метасоматоза можно отнести широкое развитие хлорита в сочетании с кварцем, наблюдаемых в отдельных скважинах; а также развитие достаточно однородных агрегатов кварца и иллит-мусковита, реже хлорита по осадочным и вулканогенно-осадочным породам приконтактных зон. Наконец, значительная карбонатизация (кальцитизация+сидеритизация) отдельных участков (в виде замещения минералов и залечивания трещин) свидетельствует о карбонатном метасоматозе. Карбонатный метасоматоз – заключительная стадия изменения толщ. Метасоматические ассоциации показывают, что измененные породы отвечают внешним, наиболее удаленным (фронтальным) зонам метасоматической колонки. Внутренние зоны колонки маркируются максимально преобразованными типами пород, относящихся к группе VI (метасоматиты) без сохранения признаков первичного протолита.

Аутигенное минералообразование развивается в выщелоченных пустотах и способствует ухудшению фильтрационно-емкостных свойств пород. Химические составы одинаковых новообразованных минералов как в части метасоматических замещений, так и в части аутигенного минералообразования идентичны, что свидетельствует о стабильности химического состава флюида.

Выявленные минерально-структурные ассоциации вторичного генезиса характерны для наложенного флюидного гидротермального литогенеза в виде процессов выщелачивания, процессов метасоматического замещения исходной минеральной матрицы новообразованными минералами, а также аутигенного минералообразования в выщелоченном пустотном пространстве. Именно эти процессы формируют ФЕС пород на изучаемой территории. Процессы фонового литогенеза погружения проявлены в формировании редких стилолитовых швов (растворение под давлением) а также трещинообразовании в результате дегидратации (незначительно) и в результате тектонических подвижек породных масс с формированием тектонических брекчий (тектонокластитов).