

А. Г. Бабаев

Об одном способе решения проблемы компенсации прогибаний осадконакоплением

Общезвестно значение геотектоники среди цикла теоретических дисциплин геологической науки. Роль тектонических исследований неизмеримо возросла теперь, когда для выявления новых месторождений различных полезных ископаемых геологу приходится исходить не только из тех или иных по характеру поверхностных проявлений различных полезных ископаемых, а в первую очередь руководствоваться историей геологического развития исследованной территории и ее структурой.

В особенности велико значение тектонических исследований при поисках экзогенных полезных ископаемых. Как бы не был сложен, или, наоборот, прост разрез осадочных или осадочно-вулканогенных толщ, он в конечном счете всегда заключает в себе черты, отражающие колебательные движения, охватывавшие область седиментации во время их образования. Важнейшим и общепризнанным средством тектонического анализа в областях с развитием осадочных и осадочно-вулканогенных толщ является исследование картины распределения их мощностей.

Формирование мощностей осадочных толщ контролируется количеством привносимого в область седиментации обломочного материала, активностью химико-биологической локализации растворенных компонентов, волнениями и течениями водной массы, миграцией береговой линии, направлением и темпом колебательных движений дна водоема и некоторыми другими, менее значительными факторами.

При исследовании мощностей осадочных толщ обычно возникает два очень важных и сложных вопроса, а именно, вопрос о глубинах, на которых происходило накопление осадков, и вопрос о соотношениях между интенсивностью прогибаний дна бассейна и количеством накопившихся в процессе этого опускания осадков. Опускания дна бассейна создают зоны осадконакопления [2, 4, 11], являющиеся аккумуляторами привносимого с суши обломочного материала; поэтому очевидно, что именно опускания являются важнейшим фактором формирования мощностей осадочных толщ и осадконакопления вообще.

В работах, посвященных анализу мощностей [1, 3, 10 и др.], обычно наиболее слабым местом является как раз обоснование соот-

ношений между интенсивностью прогибания дна области седиментации и количеством накопившихся осадков, т. е. проблема компенсации. Эта проблема недавно была подвергнута обсуждению В. Е. Хаином [11]. Необходимо заметить, что соображения, высказанные В. Е. Хаином о примерах компенсированного и некомпенсированного прогибания, несомненно весьма важны, однако даже те из них, которые приводятся в качестве наиболее очевидного компенсированного прогибания, в значительной мере остаются дискуссионными.

Не менее дискуссионным является также предположение В. Е. Хаина [11] и О. А. Рыжкова [6] о том, что в моменты накопления карбонатных и галогенных образований имеет место компенсирование прогибаний осадконакоплением. Несомненно, упомянутые авторы правы, когда полагают, что формирование подобных типов осадков происходит в условиях тектонического выравнивания, но это еще отнюдь не означает, что при этом фиксация того или иного количества химических соединений в осадках компенсирует прогибание дна водоема. На формирование карбонатных соединений¹, например, как показал Н. М. Страхов [7], всегда решительное воздействие оказывает рельеф прилегающей суши, причем значение этого фактора при накоплении известняков даже важнее, чем равномерное опускание значительной площади водоема.

Очевидно, что в природе достаточно широко развиты примеры как компенсированного, так и некомпенсированного прогибания, однако до сих пор все еще нет объективных, достаточно глубоко обоснованных критериев для разграничения этих двух типов процесса накопления осадка.

Нам кажется, что подобно тому, как при определении батиметрических условий осадконакопления приходится исходить из заключенных в данной осадочной толще органических остатков, ее общих петрографических особенностей и минеральных новообразований, так и при решении проблемы компенсированности следует опираться на эти три круга признаков, причем особенно большое внимание следует уделять минеральным новообразованиям.

В выявлении истинных соотношений между количеством приносимого в бассейн обломочного материала и масштабом прогибания его дна ряд объективных критериев может быть почерпнут из анализа насыщенности осадочных толщ глауконитом.

Работами многих исследователей [5, 8, 9, 12 и др.] показано, что глауконит представляет собою нормальное хомогенное образование, возникающее в донных частях морских водоемов. Формирование глауконита может происходить на различных глубинах. Так например, в Монтерейском заливе Калифорнии глауконит образуется на глубине всего лишь 12—15 м, но в плоских впадинах дна Тихого океана против той же Калифорнии глауконитообразование происходит на глубя-

¹ Имеются в виду карбонатные образования хомогенного генезиса.

нах 4800 м. (1) Вместе с тем основной ареной современного и, очевидно, древнего глауконитообразования являются прибрежные зоны морей и океанов с глубинами порядка 100—300 м. Столь значительный диапазон глубин, на которых происходит современное глауконитообразование, однако, еще совсем не определяет столь же широкое разнообразие геохимических условий формирования этого минерала. Напротив, глауконит как раз является таким минералом, который образуется в определенных и достаточно узко ограниченных геохимических условиях. Важнейшей геохимической предпосылкой для образования глауконита является устойчивое положение верхнего слоя осадка по отношению к границе, разделяющей толщу гидросферы (включая и грунтовые растворы) на зоны господства окислительных и восстановительных процессов.

Образование глауконита, согласно данным отечественных и зарубежных исследователей, происходит в морях и океанах тропических и субтропических климатических зон при условии, если эта граница располагается либо в самом верхнем слое осадка, либо несколько выше, либо, наконец, несколько ниже его. Именно эта неустойчивость, хотя и в очень узких пределах, обуславливает наличие в глауконите железа как в форме окисных, так и закисных соединений.

Всякое, сколько-нибудь значительное смещение уровня верхнего слоя осадка по отношению к границе окислительно-восстановительных зон неизбежно приводит к существенному изменению геохимических особенностей среды осадконакопления и, следовательно, к прекращению образования глауконита.

Это положение может получить непосредственное применение в палеотектонических реконструкциях.

Если объем накопившегося за единицу времени осадка будет избыточен по сравнению с объемом пространства, высвободившегося в результате опускания дна бассейна между границей окислительно-восстановительных зон и уровнем ранее сформировавшегося осадка, то это приведет к смещению упомянутой границы ниже верхнего слоя вновь образовавшегося осадка и последний окажется в явно окислительных геохимических условиях. Естественно, что это приведет к прекращению фиксации в осадок глауконита; вместо него осадок будет обогащаться аутигенными минералами, свойственными окислительной среде.

В случае обратных соотношений граница окислительно-восстановительных зон сместится вверх и весь осадок окажется в условиях резкого дефицита свободного кислорода; понятно, что и в этом случае осадок не будет обогащаться глауконитом.

Если взять случай равномерного опускания дна бассейна, то стабильное положение границы окислительно-восстановительных зон гидросферы по отношению к верхнему слою осадка может быть обес-

печено только при условии, что количество осажженного материала будет компенсировать опускание.

Только в этом случае может быть обеспечено обогащение каждого вновь образующегося слоя глауконитом. Поэтому насыщенность разреза той или иной осадочной толщи глауконитом следует рассматривать в качестве объективного критерия о формировании ее путем компенсации прогибания накоплением осадка. Следовательно, мощность такой толщи в полной мере отражает масштаб прогибания зоны осадконакопления за время формирования этой толщи.

Наибольшую достоверность подобные выводы будут иметь в случае, когда рассматриваемая мощность осадочной толщи соответствует одному или нескольким законченным ритмам осадконакопления.

В заключение заметим, что изложенные соображения о путях решения проблемы компенсации применимы преимущественно к терригенным толщам морского генезиса; для решения аналогичных задач в условиях толщ других типов необходимо искать другие критерии.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступило 6X1950

Ա. Գ. Բաբաևի

ՃԿՈՒՄՆԵՐԸ ՆՍՏՎԱԾՔԱԿՈՒՏԱԿՈՒՄՈՎ ՓՈՒՀԱՏՈՒՑԵԼՈՒ ՊՐՈՒԼԵՄԻ ԼՈՒԾՄԱՆ ՄԻ ԵՂԱՆԱԿԻ ՄԱՍԻՆ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Պալեոտեկտոնական վերակառուցումների կարևորագույն նախըը կուտակման շրջանի ձևման մասշտաբի և բերվող բեկորային նյութերի քանակի փոխարարելության սահմանումն է (փոխառուցման պրոբլեմ)։

Հոգվածում ցույց է տրված, որ այդ պրոբլեմը ծովային բեկորային ֆացիաների համար կիրառելի ձևով լուծելու գործում մեծ դեր են խաղում առաջիկան միներալները և, մասնավորապես, գլաուկոնիտը։ Ընդ որում օգտագործվում է այն բնդունված գրույթը, որ գլաուկոնիտը նստվածքում կազմավորվում է այն դեպքում, երբ հիդրոսֆերայի օքսիդո-վերականգնման գոտիների սահմանը կայուն դիրք ունի նստվածքի նկատմամբ։ Քանի որ այդ գոտու կայուն դիրքը (անկախ նրա խորությունից ծովի կամ օվկիանոսի մակարդակից) կարող է ապահովվել միմյան ձևման շրջանների նստվածքախուտակումների դեպքում, հետևաբար, եթե այս կամ այն նստվածքային շերտախմբի կտրվածքը հագեցված է գլաուկոնիտով, ապա կարող է ցուցանել լինել այն բանի, որ տվյալ շերտախմբի հզորություն, համապատասխանում է ծովի հատակի իջեցման մասշտաբին՝ շերտախմբի կազմավորման ամբողջ մասանակաշրջանում։

Ենելով դրանից, եզրակացվում է, որ գլաուկոնիտով հագեցած նստվածքային ապարների շերտախմբը օրինակ է հանդիսանում ձևումների նստվածքային կուտակումներով փոխառուցման։

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Большой Кавказ, ч. I, II, III, Тр. ЦНИГРИ, вып. 108, 126, 130, 1938—1940.
2. Белоусов В. В. Мощность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры. «Сов. геология», № 2—3, 1940.
3. Белоусов В. В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. Тр. Инст. геол. наук, вып. 76, 1944.
4. Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948.
5. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Том I, П. М., 1940.
6. Рыжков О. А. К методике составления карт мощностей (в исследованиях по тектонике). Изв. АН Узб. ССР, № 5, 1951.
7. Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 124, геол. сер. (45). Изд. АН СССР, М., 1951.
8. Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.
9. Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, М., 1954.
10. Халил В. Е., Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд. АН Азербайджанской ССР, 1952.
11. Халил В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, Баку, 1954.
12. Формозова Л. Н. Глаукониты урочища Кызыл-Сай. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 112, М.