ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

© Д.А.Гусейнов, 2012

ОЧАГИ ФЛЮИДОГЕНЕРАЦИИ В ЮЖНО-КАСПИЙСКОМ БАССЕЙНЕ: КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ТРЕХМЕРНОГО БАССЕЙНОВОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Д.А.Гусейнов

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

В статье рассматриваются вопросы стратиграфической и глубинной приуроченности очагов флюидогенерации в Южно-Каспийском бассейне, изученные с применением комплексных пиролитических, изотопных, биомаркерных исследований керогена и флюидов. Показана автономность очагов нефтегазообразования. Эволюционирование очагов флюидогенерации в пространстве и времени, степень реализации нефтегазопроизводящего потенциала осадочных комплексов рассматриваются с применением трехмерного бассейнового моделирования. На основании комплексного анализа делается вывод о том, что мезозойский комплекс генерирует главным образом зрелый газ и метаморфогенный водный флюид, а палеоген-миоценовый – весь спектр флюидов: нефть-газ-дегидратационная вода-метаморфогенный флюид.

Высокая зрелость углеводородных газов месторождений и грязевых вулканов является следствием смешения газов главной зоны нефтегазообразования палеоген-миоценовых очагов с высокозрелыми газами, генерированными юрско-меловыми очагами.

Одной из уникальных особенностей Южно-Каспийского бассейна является высокая мощность его осадочного выполнения, достигающая по последним данным глубинного сейсмического зондирования 30-32 км (Knapp et al., 2004). Геохимическими исследованиями органического вещества в 50-70-х гг. прошлого столетия в разрезе мезокайнозойских отложений бассейна и сопредельных территорий исследователями было выделено несколько нефтегазогенерирующих интервалов (Али-заде, 1960; Али-заде и др., 1964; 1975; Мехтиев, 1956; Мехтиев, Алиев, 1963а, б, в; 1965; Мехтиев и др., 1954; 1958; Ахмедов и др., 1954; Алиев, 1963; Алиев и др., 1968). Геохимические исследования обширного материала из кернов скважин, обнажений и выбросов грязевых вулканов с применением новейших аналитических технологий (пиролитические, изотопные, биомаркерные) подтвердили существование в разрезе мезокайнозойских отложений нескольких флюидогенерирующих (нефтегазоматеринских) комплексов, а также позволили выявить новые и установить генетическую принадлежность содержащегося в нефтематеринских отложениях органического вещества (ОВ) (Guliyev et al., 2001а,б; Huseynov, 2003; Feyzullayev et al., 2004 и т.д.). В общей сложности в мезокайнозойском разрезе Южно-Каспийского бассейна выделяются 5 флюидогенерирующих интервала: аален-байосский (средняя юра), валанжинский (нижний мел), палеоген-нижнемиоценовый (главным образом олигоцен-нижнемиоценовый или майкопский), диатомовый (средний-верхний миоцен) и галинский (низы нижнего плиоцена или продуктивной толщи, ПТ). Выявлено, что ОВ среднеюрского и нижнемелового комплексов относится к III типу, что указывает на преимущественно газогенерирующие свойства этих отложений. ОВ палеоген-нижнемиоценовых отложений, диатомовой и галинской свит соответствует II и отчасти III типу, т.е. эти отложения проявляют в основном нефтепродуцирующие свойства.

Одной из важных задач изучения флюидогенерационных процессов в осадочных бассейнах является реконструкция эволюционирования их очагов.

Наиболее полно эволюционирование очагов флюидогенерации в пространстве и времени, степень реализации нефтегазопроизводящего потенциала осадочных комплексов иллюстрируют результаты трехмерного бассейнового моделирования в северной части Южно-Каспийской впадины. Из моделирования следует, что в среднеюрском комплексе нефтегазогенерация началась в конце нижнемелового времени 96 млн. лет назад в локальных очагах на востоке Абшеронского прогиба (рис.1, е). К концу верхнего мела, 66,9 млн. лет назад, ареалы очага несколько расширяются, а в составе генерируемых флюидов возрастает доля конденсата и газообразных углеводородов (рис.1, д). Пик нефтегазогенерации приходится на олигоценовое время со смещением очагов флюидогенерации в западную часть прогиба и центральную часть Абшеронского полуострова (рис.1, г). К концу миоцена юрский комплекс практически полностью реализовал свой нефтегенерационный потенциал и практически целиком находился в зоне газогенерации (рис.1, в). В нижнеплиоценовое время полностью реализуется нефтегенерационный потенциал юрских отложений (рис.1, б).

ОВ нижнемеловых (валанжинские) газогенерирующих отложений большей частью высокозрелые со значениями отражательной способности витринита (Ro) 2,4-2,6%. В локальных прогибах Ro намного выше – 2,9-3,0%. Наблюдается четко выраженный тренд уменьшения степени катагенеза этих отложений в северо-восточном направлении, в котором Ro снижается до 1,0-1,4% (рис.2, а). Моделирование показывает, что эти отложения достигли пика газогенерации к концу миоцена (рис.2, б).

Таким образом, согласно бассейновому моделированию, участие среднеюрско-нижнемеловых отложений в насыщении резервуаров ПТ нефтью в плиоцен-постплиоценовое время было крайне ограниченным.

Моделирование показывает, что на значительной площади восточной части Южно-Абшеронского прогиба палеоген-нижнемиоценовый комплекс более чем на 90% реализовал свой нефтегенерирующий потенциал и эти отложения находятся в стадии генерации газа (рис.3, а). В западной и северной частях прогиба комплекс пребывает в основном на стадии генерации зрелых нефтей и конденсата. В пределах Абшеронского полуострова и одноименного архипелага комплекс низко-среднезрелый и реализовал нефтяной потенциал от 20 до 50%. В этой части бассейна в майкопских отложениях обособляются как минимум три очага генерации УВ флюидов.

Диатомовый комплекс в ограниченном объеме вовлечен в нефтяное окно и большей частью находится в начальной и значительно меньше – в средней стадии нефтегенерации (рис.3, б). Очаги нефтегенерации в диатомовых отложениях проецируются на очаги газогенерации в палеоген-нижнемиоценовом комплексе.

Изотопно-геохимическое изучение битумоидов керогена палеоген-нижнемиоценовых (майкопских) и диатомовых отложений выявило их четкое различие. Битумоиды палеоген-нижнемиоценовых отложений характеризуются легким изотопным составом углерода ($\delta^{13}C$ -28,5 ÷ -27,5‰), тогда как для диатомовых типично явное обогащение тяжелым изотопом углерода ($\delta^{13}C$ -24,0 ÷ -24,5‰). Как следствие, нефти генерируемые этими отложениями, наследуют и проявляют такие же характеристики. Это обстоятельство позволило оценить вклад палеоген-нижнемиоценового и диатомового комплексов в насыщение резервуаров продуктивной толщи (ПТ) плиоценового возраста (Гулиев и др., 1999 а,б; 2001; Guliyev et al., 2001a). В региональном плане изотопный состав углерода нефтей ПТ утяжеляется в сторону моря, что свидетельствует об увеличении в этом направлении роли очагов нефтегенерации в диатомовых отложениях. Это хорошо согласуется с геологическими, сейсмическими, температурными данными и результатами бассейнового моделирования.

Зрелость нефтей ЮКБ, рассчитанная по степени изомеризации нормального стерана {αααC_{29} (20S/S+R)} и ароматизации моноароматического стерана {C_{28}triarom.sterane/ C_{28}triarom.+C_{29}monoarom.sterane}, варьирует в очень широких пределах от Ro=0,55% до Ro=0,75%. Для плиоценового резервуара наблюдается отчетливое увеличение зрелости нефтей в сторону центральной части впадины в направлении регионального погружения

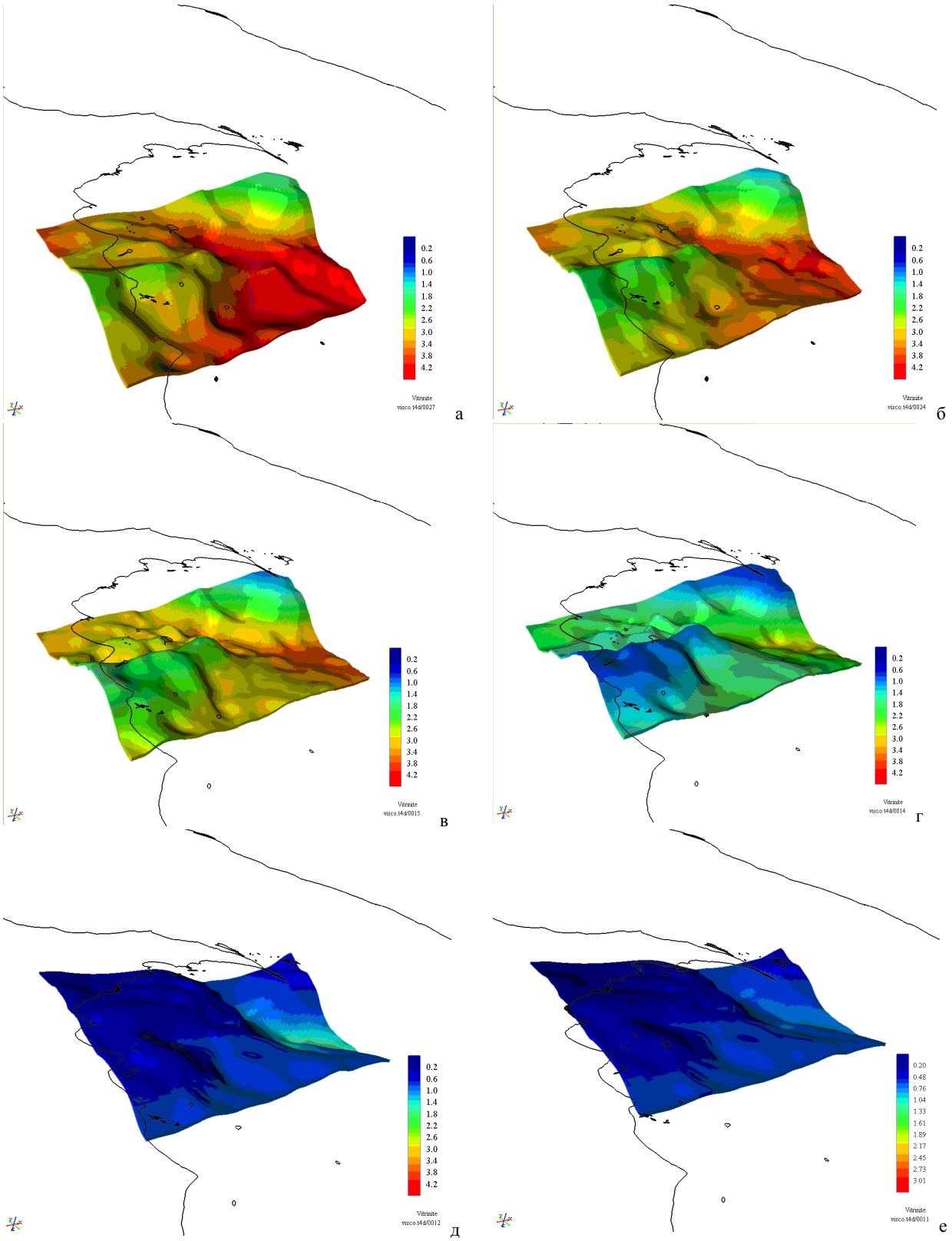


Рис. 1. Положение очагов флюидогенерации и степень зрелости среднеюрских флюидогенерирующих комплексов: (а) – в настоящее время; (б) – в конце нижнего плиоцена; (в) – к концу миоцена; (г) – к концу олигоцена; (д) – к концу верхнего мела; (е) – к концу нижнего мела.

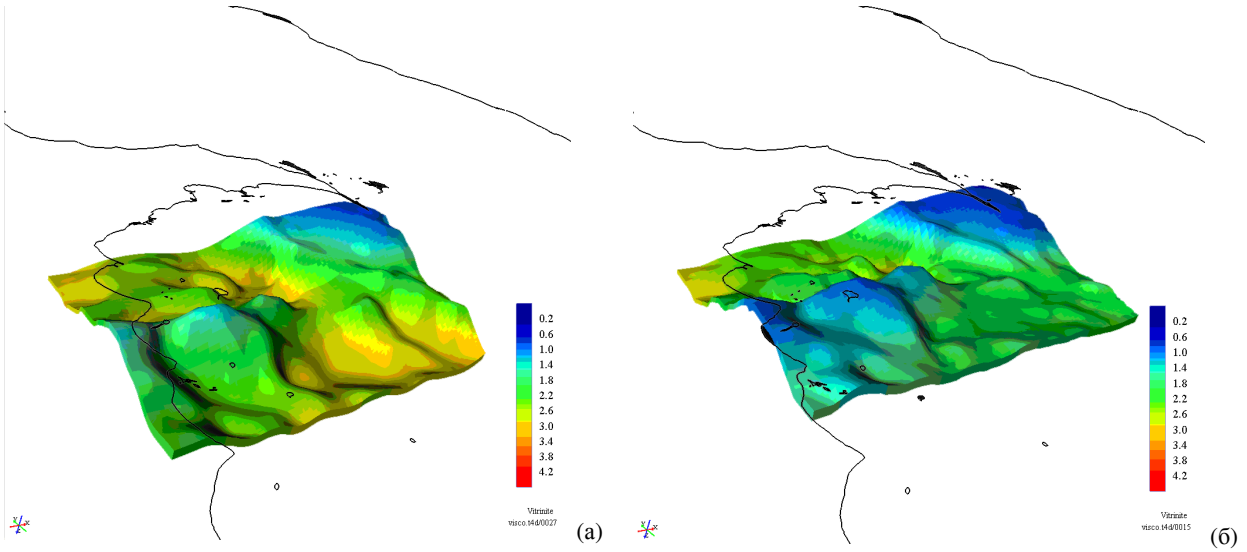


Рис. 2. Степень зрелости нижнемеловых флюидогенерирующих комплексов: (а) – в настоящее время; (б) – к концу миоцена.

слоев, т.е. проявляется пространственная корреляция термального (увеличения зрелости) и генетического (утяжеления изотопного состава углерода нефтей) показателей.

Результаты моделирования находятся в соответствии с закономерностью распределения в пространстве нефтей по изотопному составу углерода и степени зрелости, что подтверждает наши выводы о вкладе отдельных комплексов в насыщение резервуара ПТ нефтью.

Оценки зрелости углеводородных газов по данным изотопного состава углерода (ИСУ) этана газов месторождений ЮКВ выявляют весьма интересные закономерности. В частности, согласно кривой и эмпирической зависимости $\delta^{13}CC_2H_6$ – Ro(%) зрелость УВ газов месторождений Бакинского архипелага (Сангачал-дениз, Алят-дениз, Була-дениз, Дуванный-дениз и Сабаил) находится в интервале R_o=1,1-1,75, что соответствует ряду поздняя стадия нефтеобразования – стадия конденсата/жирных газов – стадия генерации метана.

Согласно результатам замеров R_o в ЮКВ до глубин 6100 км, где она меняется от 0,33 до 0,61, и экстраполяции ее значений на большие глубины, следует, что глубина формирования этана в месторождениях Бакинского архипелага находится в интервале глубин от 9-10 до 13 км.

Крайне важным и интересным представляется наименьшая зрелость этана в наиболее глубоко погруженном резервуаре структуры Сабаил (5972-5975 м), являющейся самой глубокой и крайней на востоке разбуренной структурой Бакинского архипелага. Наибольшей степенью превращенности этана характеризуются УВ газы самой крайней на северо-западе из исследуемых структур – структуры Сангачал-дениз (5017-5042 м). В юг-юго-восточном направлении наблюдается уменьшение глубины генерации этана и участие в нем, согласно 12 секундному сейсмическому профилю и региональным структурным картам, относительно более молодых отложений миоцен-палеогенового комплекса, в то время как в северо-западной части архипелага газогенерация происходит в мезозойских отложениях.

Следует отметить, что в соответствии со значениями ИСУ этана, как следствия термальной зрелости УВ газов, находится и их состав. Газы месторождений северо-западной части Бакинского архипелага состоят на 91,6-99,8% из метана (сухого газа). На долю тяжелых УВ газов (жирных газов) приходится от 0,11 до 8,31%. Для площади Сабаил характерен существенно жирный состав газов, в которых тяжелые углеводороды составляют 23%, а метан – 77%. Таким образом, в направлении от суши к центральной части Южно-Каспийской впадины наблюдаются четкая тенденция уменьшения термокаталитической превращенности УВ газов, а, следовательно, глубинно-стратиграфического положения очага их формирования и приуроченность их к стадии формирования жирных газов.

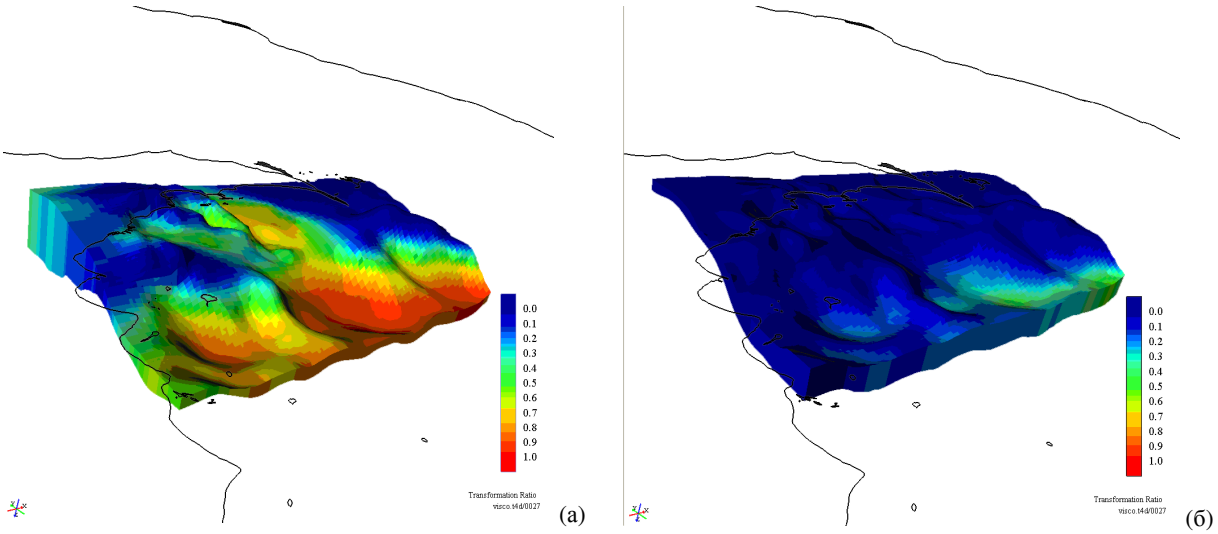


Рис. 3. Трехмерная модель расположения очагов нефтегазогенерации и степени преобразованности ОВ майкопских (а) и диатомовых (б) отложений.

Изучение зрелости нефтей Бакинского архипелага показало невысокий уровень их превращенности, а точнее преобразованности продуцирующего их органического вещества, в редких случаях достигающей R_o=0,65-0,7. Принимая во внимание, что пик генерации нефти расположен в интервале R_o=0,8-0,9, можно утверждать, что нефтепроизводящие очаги Бакинского архипелага еще не полностью реализовали свой нефтегенерационный потенциал.

Это согласуется и с характером изменения с глубиной современных температур на площадях Хара-Зиря, Булла-дениз и Умид, где температурный интервал начала нефтегенерации (T^oC~ 97^o) приходится на глубину примерно 6 км, соответствующую в разрезе положению миоценовых отложений.

Пиролитические исследования пород выбросов грязевых вулканов Бакинского архипелага (Гил адасы, Хамамдаг-дениз, Сабаил) также показывают, что в зоне пика генерации нефти находятся миоценовые отложения. Это прекрасно коррелируется с результатами наших исследований изотопного состава углерода нефтей Южно-Каспийской впадины, согласно которым ведущую роль в формировании плиоценовых месторождений Каспийского моря играли миоценовые отложения, на долю которых приходится около 2/3 нефтей, генерированных в кайнозойском комплексе (Гулиев и др., 1999а,б; 2001; Guliyev et al., 2001a).

Реконструкция палеотемператур Бакинского архипелага в миоцен-палеогеновое время по данным отражательной способности витринита и их эстраполяция на большие глубины показывает, что “нефтяное окно” охватывает глубины 6-11км. Согласно 12 секундному профилю, отражающему разрез юго-западной части площади Сабаил до глубин около 20 км, зона “нефтяного окна” приурочивается к низам ПТ – палеогену. С учетом погружения пород в прилегающую синклинальную зону, “нефтяное окно” стратиграфически будет охватывать более молодые отложения, преимущественно миоцен-плиоценовые, что хорошо согласуется с вышеотмеченными оценками, осуществленными по другим показателям.

Наличие в пределах месторождений ЮКВ, в частности в северо-западной части Бакинского архипелага, нефтей и газов с существенно различной степенью зрелости (максимально зрелые нефти с R_o= 0,7-0,75 и минимально зрелые УВ газы с R_o = 1,1) (рис.4), а также присутствие здесь двух групп УВ газов, отличающихся по уровню их термокаталитической превращенности, свидетельствуют, во-первых, об участии в углеводородообразовании как минимум двух стратиграфических комплексов, а именно, преимущественно газогенерирующего мезозойского и нефтегазогенерирующего палеоген-миоценового (возможно, низов плиоценового) и, во-вторых, о чрезвычайно растянутом глубинно-временном интервале флюидогенерации.

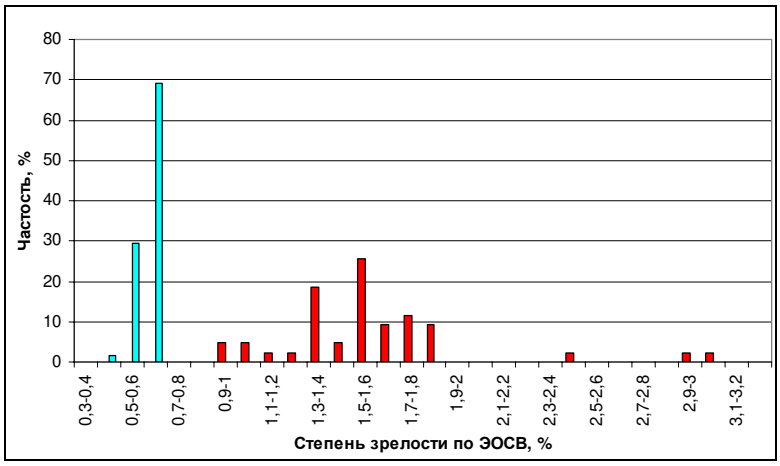


Рис. 4. Степень зрелости нефтей и газов в резервуарах продуктивной толщи ЮКВ по эквиваленту отражательной способности витринита (ЭОСВ, %).

Следует отметить, что на грязевых вулканах также наблюдается резкое различие в зрелостях нефтей и газов. Отсутствие в ЮКВ нефтей, формирующихся в пике нефтегенерации со значениями зрелости Ro = 0,8-0,9, а также низкозрелых газов переходной зоны (рис.4) даже в составе флюидов газоконденсатных месторождений противоречит зональности углеводородообразования. В этой связи необходимо особо подчеркнуть то, что на ряде нефтяных месторождений, в частности банка Абшеронская, Нефтчала и др., выявлены газы аномально высокой зрелости с Ro от 2,4 до 3,09. Ранее газы с такой зрелостью были обнаружены в юрской черносланцевой толще южного склона Большого Кавказа. В действительности анализ сейсмогеологических материалов показывает, что в пределах аномальных нефтеносных структур мезозойский комплекс залегает на небольшой глубине, а мощность кайнозойских отложений довольно сильно сокращена. В сторону центральной части ЮКВ мощность палеоген-миоценовых отложений существенно возрастает и изменяется фациальный состав мезозойских, т.е. происходит именно постепенное замещение в разрезе газогенерирующей осадочной юры вулканогенно-островодужной. Это находит закономерное отражение в изотопно-геохимическом составе газов и уменьшении их зрелости.

Таким образом, изотопно-геохимические исследования нефтей и газов грязевых вулканов, газовых, газоконденсатных и нефтяных месторождений в комплексе с геолого-геофизическими данными доказывают существование автономных очагов генерации УВ флюидов в ЮКВ.

Важную информацию об флюидогенерационных процессах ЮКБ несут данные по изотопному составу вод. Воды абсолютно всех грязевых вулканов по изотопному составу водорода и кислорода существенно отличаются от пластовых вод нефтегазовых месторождений и характеризуются обогащенностью дейтерием (δD) и $\delta^{18}O$ до +3‰ и +11,2‰ соответственно. Анализ закономерностей распределения показывает, что большая часть значений лежит для $\delta^{18}O$ в интервале 4‰ … 10‰, а для δD – 30‰ … 0‰.

По изотопным характеристикам воды грязевых вулканов соотносятся с дегидратационно-метаморфогенным и конденсатным генетическими типами (Селецкий, 1978; Тейлор, 1977). Воды практически всех исследованных вулканов западного борта ЮКВ маломинерализованные и относятся к гидрокарбонатно-натриевому типу. Аналогичные характеристики проявляются в водах вулканов на восточном борту (Зап. Турмении).

Гидрокарбонатно-натриевые воды нефтяных месторождений значительно изотопно утяжелены относительно более минерализованных хлор-кальциевых вод. Это свидетельствует о существенной роли вод зоны катагенеза в формировании химического состава и изотопного облика гидрокарбонатно-натриевых вод нефтегазовых месторождений и их родстве с водами грязевых вулканов и подтверждает идею

Ш.Ф.Мехтиева об их внедрении в резервуар ПТ из подстилающих отложений.

Детальным изучением свойств пород кайнозойских отложений Южно-Каспийского бассейна установлено, что для относительно молодых нижнеплиоценовых отложений Бакинского архипелага и Нижнекуринской впадины характерно отсутствие заметных катагенетических преобразований глинистых минералов, несмотря на большие глубины залегания. В них без заметного катагенетического изменения на глубинах, превышающих 6000 м, сохраняется высокодисперсный набухающий минерал – монтмориллонит (Хеиров, 1987). Глинистые породы прошли лишь стадию протогенеза и местами подстадию $МК_1$ и $МК_2$ мезокатагенеза. Из этого следует, что глинистая толща еще не реализовала и сохраняет потенциал генерации дегидратационных вод. Известно, что интенсивная дегидратация глин, связанная с высвобождением межслоевой воды, происходит при переходе монтмориллонита в гидрослюду. Эта трансформация происходит при температуре 120-150^{o}С, которая при нормальном геотермическом градиенте (3^{o}С/100 м) соответствует условиям глубин 4-5 км (Блох, 1977; Холодов, 1983; Powers, 1959; 1967; Burst, 1969). В указанных условиях набухающие компоненты глинистых пород преобразуются в ненабухающие, что приводит к высвобождению объема воды, составляющего 10-15% общего объема уплотняющихся осадков. Удаление межплоскостной воды, сопровождающееся инверсией ее плотности и тем самым скачкообразным возрастанием ее объема, может вызывать увеличение в них флюидного давления. Данный эффект многократно усиливается тем, что к этому температурному интервалу приурочивается главная зона нефтегазообразования, также характеризующаяся увеличением объема новообразованных продуктов термолиза ОВ.

В условиях ЮКБ, в частности в Нижнекуринской впадине и Бакинском архипелаге, из-за аномально низких значений геотермического градиента (1,3-1,7 ^{o}С/100 м) данный процесс сильно замедлен. Здесь на глубине 6000 метров температура не превышает 100-110^{o}С. Следовательно, при среднем градиенте 1,5^{o}С/100м температурные условия для перехода монтмориллонита в гидрослюду и формирования изотопнотяжелых водных флюидов могут быть достигнуты на глубинах 9-10 км и более. Это согласуется с результатами геофизических исследований (корреляционный метод преломленных волн и глубинное сейсмическое зондирование), согласно которым в разрезе Южно-Каспийской впадины на глубине 8-12 км прослеживаются региональные зоны сильно разуплотненных глинистых пород (Гулиев и др., 1988). Надо полагать, что именно этим интервалам соответствуют области гидрослюдизации монтмориллонитовых компонентов глин, генерации углеводородов, образование аномальновысоких пластовых и поровых давлений и сопряженных с ними текстур палеоплывунов и гидроинъекций.

Формирование метаморфогенных водных растворов при таком термальном режиме недр Южно-Каспийской впадины следует предполагать в интервалах глубин 20 -25 км, где температура должна достигать 250^{o}С.

В северо-западной и северной прибортовых частях бассейна в пределах Шамаха-Гобустанской и Абшеронской зон геотермический градиент несколько выше (2,0-2,2^{o}С/100 м), поэтому очаги генерации дегидратационных и метаморфогенных водных флюидов здесь имеют несколько меньшую гипсометрическую приуроченность относительно осевой и глубокопогруженной частей впадины. Так, например, согласно трехмерному бассейновому моделированию 120^{o}С изотерма на Абшеронсом полуострове и в прилегающей акватории Бакинского и Абшеронского архипелагов распространяется на глубины залегания майкопского и диатомового комплексов (рис. 5). Как видно из приведенных на рисунках моделей, эта температурная зона приурочивается к средней части диатомового комплекса в южной акваториальной зоне, соответствует глубинам около 8000 м в западной части Южно-Абшеронского прогиба и погружается до 9000 м в восточной части прогиба. Майкопский комплекс на этих срезах вовлечен в зону прогрева на гораздо большей площади. В наиболее прогнутых частях западной части Южно-Абшеронского прогиба в кровле свиты на глубине около 9200 м температура доходит до 145-150^{o}С, а в низах свиты на глубине около 11000м температуры достигают 170^{o}С. В восточной части прогиба в

кровле майкопа на глубине 10500 м температура – около 160°С, а в подошве на глубине 12000 м – более 180°С.

Как следует из модельных построений, в прогнутых частях Южно-Абшеронского прогиба палеогеновый комплекс исчерпал дегидратационный запас воды и находится, как и подстилающие его отложения, в стадии генерации метаморфогенных вод. Температурная область 250°С приходится на глубинный интервал 18000-19000 м в юрском комплексе как в западной, так и в восточной частях Южно-Абшеронского прогиба.

Таким образом, изотопно-геохимические и модельные построения свидетельствуют о существовании в ЮКБ нескольких стратиграфически, гипсометрически и латерально обособленных очагов образования флюидов в мезозойских, палеоген-нижнемиоценовых и диатомовых отложениях. Это значит, что в условиях ЮКБ с мощностью осадочного выполнения, достигающей 25-30 км, и низким геотермическим градиентом интервал флюидогенерации чрезвычайно растянут. Как показывают модельные построения для наиболее погруженной части Южно-Каспийской впадины, зона нефтегазообразования “растянута” на 8-10 км с верхней границей 10 км и нижней – 18-20 км.

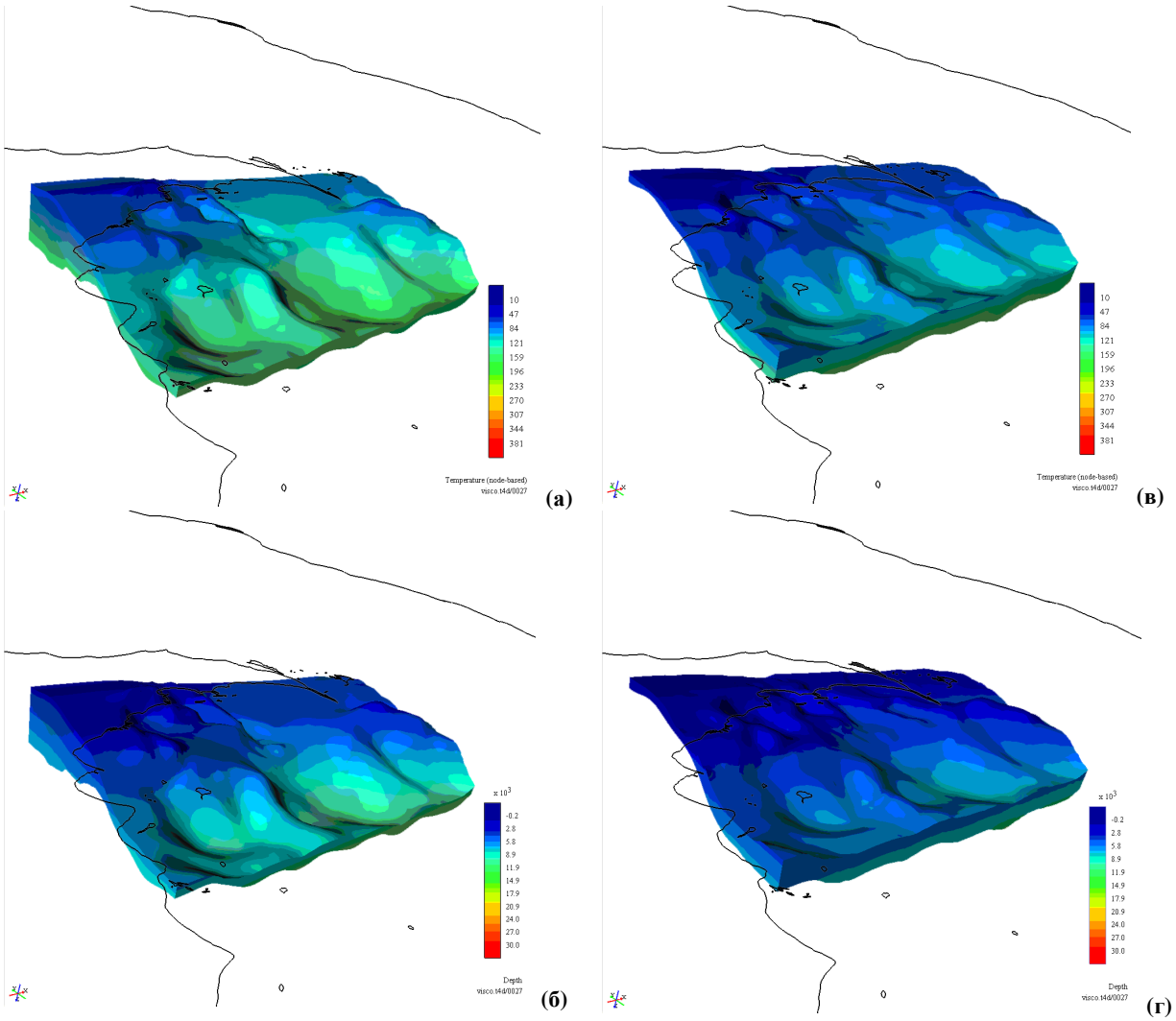


Рис. 5. Трехмерная модель распределения температур и глубины залегания майкопских и диатомовых отложений. Температуры: а – в майкопских отложениях, в – в диатомовых отложениях. Глубина залегания: б – майкопских отложений, г – диатомовых отложений.

Наличие столь мощной зоны “нефтяного” и “газового” окна в центральной части Южно-Каспийской впадины позволяет прогнозировать вовлечение в зону флюидогенерации целого комплекса отложений различного стратиграфического возраста – от мезозойских до низов плиоценовых. При этом мезозойский комплекс генерирует главным образом зрелый газ и метаморфогенный водный флюид, а палеоген-миоценовый – весь спектр флюидов: нефть-газ-дегидратационная вода-метаморфогенный флюид.

Высокая зрелость углеводородных газов месторождений и грязевых вулканов является следствием смешения газов главной зоны нефтегазообразования палеоген-миоценовых очагов с высокозрелыми газами, генерированными юрско-меловыми очагами.

ЛИТЕРАТУРА

АЛИЕВ, Г.-М.А. 1963. Фациально-геохимические особенности среднеюрских отложений южного Дагестана и северо-восточного Азербайджана. Автореф. дис.на соиск. канд. геол.-минер. наук. Баку. 20.

АЛИЕВ, Г.-М.А., ГРИГОРЬЯНЦ, З.Г., КУРБАНОВА, Ф.М., ПАВЛОВА, В.А. 1968. Литолого-битуминологическая характеристика трещиноватых карбонатных пород меловых отложений юго-восточной части Большого Кавказа. В кн.: *Генезис и классификация осадочных пород*. Наука, Москва, 162-166.

АЛИ-ЗАДЕ, А.А. 1960. О так называемых нефтематеринских свитах Азербайджана. *Труды АзНИИ ДН*, 10, 5-18.

АЛИ-ЗАДЕ, А.А., АХМЕДОВ, Г.А. 1964. Нефтегазоносные свиты Азербайджана и некоторые вопросы формирования залежей нефти и газа. *Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геофиз. наук,* 3, 17-29.

АЛИ-ЗАДЕ, А.А., АХМЕДОВ, Г.А., АЛИЕВ, Г.-М.А. и др. 1975. Оценка нефтепроизводящих свойств мезо-кайнозойских отложений Азербайджана. Элм. Баку. 140.

АХМЕДОВ, Г.А., ХАЦКЕВИЧ, Н.М. и др. 1954. К проблеме происхождения нефти и формирования нефтяных залежей мезокайнозойских отложений Азербайджана. Фонды АзНИИ ДН.

БЛОХ, А.М. 1977. Об универсальности модели обезвоживания осадочных толщ Паурса и Бэрста. *Изв.АН СССР, сер. геол*., 6, 119-124.

ГУЛИЕВ, И.С., ГУСЕЙНОВ, Д.А., ФЕЙЗУЛЛАЕВ, А.А. 2004. Геохимические особенности и источники флюидов грязевых вулканов Южно-Каспийского осадочного бассейна в свете новых данных по изотопии углерода, водорода и кислорода. *Геохимия*, 7, 792-800.

ГУЛИЕВ, И.С., ПАВЛЕНКОВА, Н.И., РАДЖАБОВ, М.М. 1988. Зона регионального разуплотнения в осадочном чехле Южно-Каспийской впадины. *Литология и полезные ископаемые*, 5, 130-136.

ГУЛИЕВ, И.С., ФЕЙЗУЛЛАЕВ, А.А. ГУСЕЙНОВ, Д.А. 1999а. Генетическая типизация нефтей разновозрастных резервуаров западной части Южно-Каспийского нефтегазоносного бассейна в свете новых изотопно-геохимических данных. В материалах третьей Международной конференции *Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа*, Изд. МГУ, Москва, 74-77.

ГУЛИЕВ, И.С., ФЕЙЗУЛЛАЕВ, А.А., ГУСЕЙНОВ, Д.А. 1999б. Изотопный состав углерода нефтей Южно-Каспийской мегавпадины. *Азербайджанское нефтяное Хозяйство*, 6, 6-13.

ГУЛИЕВ, И.С., ФЕЙЗУЛЛАЕВ, А.А. ГУСЕЙНОВ, Д.А. 2001. Изотопный состав углерода углеводородных флюидов Южно-Каспийской мегавпадины. *Геохимия*, 3, 271-278.

МЕХТИЕВ, Ш.Р., ДИГУРОВА, Т.М. 1954. Материалы по битуминозности некоторых комплексов отложений Азербайджана. *Тр. ин-та геологии им. акад. И.М. Губкина,* XV, 73-134.

МЕХТИЕВ, Ш.Р., ДИГУРОВА, Т.М., ПОТАПОВА, В. 1958. Органические компоненты осадочных пород Азербайджана. Изд. АН Азерб.ССР. Баку. 265.

МЕХТИЕВ, Ш.Ф. 1956. Вопросы происхождения нефти и формирования нефтяных залежей Азербайджана. Изд.АН Азерб.ССР. Баку. 320.

МЕХТИЕВ, Ш.Ф., АЛИЕВ, Ад.А. 1963а. К геохимии органического вещества третичных отложений Прикаспийско-Кубинской области. *Уч. записки Азерб. Гос. Унив., серия геолого-географ.наук*, 3, 3-17.

МЕХТИЕВ, Ш.Ф., АЛИЕВ, Ад.А. 1963б. Органическое вещество меловых и третичных отложений Прикаспийско-Кубинской области. Изд. АН Аз.ССР. Баку. 155.

МЕХТИЕВ, Ш.Ф., АЛИЕВ, Ад.А. 1963в. Органическое вещество олигоцен-миоценовых отложений Прикаспийско-Кубинской области. *Геология нефти и газа*, 4, 40-47.

МЕХТИЕВ, Ш.Ф., АЛИЕВ, Ад.А. 1965. Геолого-геохимическая характеристика верхнеплиоценовых отложений восточной части Куринской впадины. Азернешр. Баку. 146.

СЕЛЕЦКИЙ, Ю.Б. 1978. Дегидратация глин как возможный фактор формирования изотопного состава глубоких подземных вод. *Водные ресурсы,* 3, 48-153.

ТЕЙЛОР, Х.П. 1977. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования. В кн.: *Стабильные изотопы и проблемы рудообразования*. Наука, Москва, 213-289.

ХЕИРОВ, М.Б. 1987. Катагенез глинистых отложений и прогнозирование АпоВД и АПВД до бурения скважин. *Азербайджанское нефтяное хозяйство*, 4, 5-10.

ХОЛОДОВ, В.Н. 1983. Формирование газоводных растворов в песчано-глинистых толщах элизионных бассейнов. В кн.: *Осадочные бассейны и их нефтегазоносность*. Наука, Москва, 28-44.

BURST, J. 1969. Diagenesis of Gulf Cost clays sediments and its possible relation to petroleum migration. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol*., 53, 1, 73-93.

FEYZULLAYEV, A. A., HUSEYNOV, D.A. and TAGIYEV, M. A.F. 2004. Oil source rocks and geochemistry of hydrocarbons in South Caspian basin. In book: *South*

Caspian basin: geology, geophysics and gas content. Nafta-Press, Baku, 286-321.

GULIYEV, I.S., FEYZULLAYEV, A.A. and HUSEYNOV, D.A. 2001. Isotope geochemistry of oils from fields and mud volcanoes in the South Caspian Basin. *Azerbaijan Petroleum Geoscience*, 7, 201-209.

GULIYEV, I.S., FEYZULLAYEV, A.A., TAGIYEV, M.F. 2001. Source potential of the Mesozoic-Cenozoic rocks in the South Caspian Basin and their role in forming the oil accumulations in the Lower Pliocene reservoirs. *Petroleum Geoscience*, 7, 4, 409-417.

HUSEYNOV, D.A. 2003. New data on oil source-rocks in Pliocene sediments of the South Caspian petroleum system. In: *Proceedings of 1st North Africa/Mediterranean Petroleum and Geosciences Conference of European Association of petroleum geologists and engineers*. Tunis, 56-60.

KNAPP, C., KNAPP, J., CONNOR, J. 2004. Crustal-scale structure of the South Caspian Basin revealed by deep seismic reflection profiling. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 1073-1081.

POWERS, M. 1967. Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. *Bull. AAPG*, 51, 7, 1240-1254.

POWERS, M.C. 1959. Adjustment of clays minerals to chemical change and the concept of equilivalence level. In: *Proc. Nat. Conf., Clays and clay minerals*, 3009-3026.

Рецензент: акад. НАН Азербайджана И.С.Гулиев

© Н.А.Новрузов, С.А.Агаев, 2012

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КОЛЧЕДАННЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА НА ПРИМЕРЕ ФИЛИЗЧАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Н.А.Новрузов, С.А.Агаев

1 – *Институт геологии НАН Азербайджана*
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29A; e-mail: nnovruz@rambler.ru
2 – *Министерство экологии и природных ресурсов Азербайджана*
AZ1073, Баку, ул. Б.Агаева, 100A

Текстурно-минералогические типы руд и минеральные ассоциации занимают определенное положение в составе единой пластообразной залежи Филизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения, обусловливая первичную минералогическую зональность. Вертикальная и горизонтальная геохимическая зональность количественно ярко выражается с помощью величин индикаторных отношений. Установлено отчетливое возрастание показателей геохимической зональности от центральной части залежи к верхним и глубоким горизонтам, а по латерали – с восточного фланга на западный. В колчеданных месторождениях Восточного сегмента Большого Кавказа (Филизчай, Катех, Кацдаг, Джихих-Сагатор, Кизил-Дере), независимо от гипсометрических уровней отдельных рудных залежей, наблюдается более или менее однотипная минералого-геохимическая зональность.

Введение

Стратиформные колчеданно-полиметаллические и медно-цинково-пирротиновые месторождения Восточного сегмента Большого Кавказа, формировавшиеся в условиях широкой вариации физико-химических параметров процесса минералообразования, характеризуются специфическими минералого-геохимическими особенностями, их рудные залежи имеют пластообразную, линзовидную и жилообразную форму. В азербайджанской части южного склона Большого Кавказа к ним относятся месторождения Филизчай, Катех, Кацдаг, Джихих-Сагатор и многочисленные рудопроявления, месторождение Кизил-Дере в Южном Дагестане.

Все перечисленные месторождения и десятки рудопроявлений сосредоточены в нижне-среднеюрских (плинсбах, тоар, аален) терригенных толщах Гойтхско-Тфанской и Чхалта-Сарыбашской продольных структурно-формационных зон (СФЗ). Названные СФЗ являются самостоятельными металлогеническими зонами, отличающимися по особенностям геологического строения и развития, а также металлогенической специализацией, в их пределах расположение рудных залежей носит узловой характер, границами узлов считаются геологические границы локальных поперечных и продольных инверсионных поднятий (Курбанов, 1982). В пределах Гойтхско-Тфанской зоны залежи сложены преимущественно медно-пирротиновыми типами руд (Кацдаг, Джихих-Сагатор, Кизил-Дере и др.), а в Чхалта-Сарыбашской – колчеданно-полиметаллическими (Филизчай, Катех и др.). По мнению В.Н.Холодова и З.Р.Кикнадзе (1989), процессы формирования пирротиновых руд в некоторой степени связаны с возрастом складчатости. В районах, где процессы ее образования начались в байосе, формирование этих руд предшествует полиметаллической минерализации (Кизил-Дере) и, наоборот, там, где складкообразование имело место только в конце бата, пирротиновые руды формируются позже полиметаллических (Филизчай).

Вопросы зональности колчеданных месторождений Восточного сегмента Большого Кавказа

Вопросы зональности в месторождениях колчеданной формации региона в той или иной степени рассмотрены в ряде работ (Агаев, 1982; Велизаде, 1981; Новрузов, 2007; Новрузов, Агаев, 1985; Резников, Курбанов,

1978; Рябова, 1973; Novruzov, 2009). Нашими исследованиями выявлены картины зонального распределения компонентов в рудных залежах месторождений Филизчай, Катех, Кацдаг и Джихих-Сагатор в тесной связи с закономерным размещением в них текстурно-минералогических типов руд и минеральных ассоциаций.

На Катехском месторождении первичная зональность проявлена слабо. Выявлена некоторая закономерность изменения концентраций основных примесных компонентов от верхних к нижним горизонтам залежи. Особое внимание заслуживает резкое и закономерное уменьшение содержания ртути в рудах и сульфиде цинка от самого верхнего горизонта (932 м) до нижнего (807,5 м). На Кацдаге по простиранию и мощности рудного тела №6, которое прослеживается по всему месторождению, в целом наблюдается неотчетливая геохимическая зональность. По падению залежи изменение концентраций для меди, серебра, кобальта, висмута и кадмия выявляется в западном и восточном блоках. В последнем наблюдается также закономерное убывание содержания свинца. Установлено, что в залежи «Сагатор» (Джихих-Сагаторское месторождение) величина геохимического показателя отчетливо увеличивается от среднего горизонта (1600-1500м) к верхним и нижним. Наглядное представление о характере распределения концентраций важных примесных компонентов руд (Ag, Bi, Cd, Se, Co) в пределах этой залежи дает ее проекция на вертикальную продольную плоскость.

Минеральные ассоциации на месторождении Кизил-Дере, занимая определенное положение в пределах рудных залежей, создают первичную минералогическую зональность, которая по падению наиболее отчетливо выражена в левобережной залежи. Геохимическая зональность выражается прежде всего в уменьшении количества железа, связанного с постепенной сменой в этом направлении гексагонального пирротина моноклинным, снизу вверх (Рябова, 1973). В рудных телах выделяется два устойчивых комплекса элементов-индикаторов: фронтальных (Zn, Pb, Ag) и тыловых – Cu, Co, As (Резников, Курбанов, 1978).

Особенности минералого-геохимической зональности Филизчайского месторождения

Пластообразная залежь Филизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения является наиболее сложной в связи с наличием совокупности здесь различных природных типов руд. Текстурно-минералогические типы руд в составе залежи занимают определенное положение: наиболее распространенные слоисто-полосчатые колчеданно-полиметаллические руды (более 70% объема залежи) локализуются преимущественно в висячем боку; массивные колчеданно-полиметаллические и серноколчеданные руды встречаются совместно со слоисто-полосчатыми преимущественно в глубоких горизонтах северо-восточной части месторождения; пятнисто-брекчиевидные колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые руды массивного сложения развиты исключительно на верхних горизонтах восточной части месторождения со стороны подошвы залежи, где как по падению, так и по простиранию сменяются прожилково-вкрапленными рудами. Строение кровли и подошвы залежи месторождения отличается некоторыми особенностями: кровля на всем своем протяжении более устойчива, а подошва залежи характеризуется сложным строением при сохранении резких контактов с вмещающими породами и приуроченностью к ней большого разнообразия типов руд.

Руды Филизчайского месторождения характеризуются богатым минеральным составом. Пирит является господствующим сульфидным минералом. К главным относятся также сфалерит, галенит, халькопирит и пирротин. Второстепенные и редко встречающиеся минералы: марказит, арсенопирит, кобальтин, линнеит, магнетит, теннантит, тетраэдрит, различные сульфосоли меди и свинца, висмутовые минералы, теллуриды золота и серебра и другие. Гипергенные минералы: гидроокислы железа, малахит, азурит, халькозин, ковеллин, тенорит, халькантит, церуссит, англезит, ярозит, госларит, скородит и прочие. Нерудные минералы представлены кварцем, карбонатами, хлоритом, серицитом и др.

Рудообразование в исследуемом место-

рождении имеет полиэтапный и многостадийный характер. На первом этапе отлагались массивные гидротермально-осадочные серно-колчеданные руды. Образование гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических руд происходило на втором этапе. На третьем этапе формировались гидротермально-метаморфогенные медно-пирротиновые руды.

Выявлено, что максимумы средневзвешенных содержаний цинка и свинца во многом сходны и занимают почти всю западную часть залежи Филизчая, начиная от центрального профиля (рис.1 а, б). Повышенные концентрации меди образуют локальные участки на восточном фланге, а также в центральной части залежи. По размещению концентраций меди рудная залежь очень четко разделяется на две части: юго-восточную и северо-западную (рис. 1 в). Области наибольшего обогащения цинком и медью, а также свинцом и медью отчетливо разобщены: максимумы концентрации одного элемента совпадают с минимумами другого. Установленный весьма близкий характер распределения свинца и серебра в пределах залежи, где контуры полей повышенных и низких содержаний во многом совпадают, свидетельствует о генетической связи этих элементов в колчеданно-полиметаллических рудах месторождения (рис.1 б, г). Распределение концентраций золота в самых общих чертах сходно с размещением медной минерализации (рис.1 в, д). При этом верхние из максимумов концентраций этих элементов связаны со вторичным сульфидным обогащением, а нижележащие отражают первичную зональность рудоотложения (Новрузов, Агаев, 2009). Наибольшей мощностью характеризуется восточный фланг более глубокой пологозалегающей части залежи, где ее мощность превышает практически повсеместно среднюю по месторождению величину этого параметра (рис. 1 е).

В целом наблюдается геохимическая зональность по простиранию, падению и мощности залежи. В главной залежи по направлению с западного фланга на восточный наблюдается уменьшение концентраций Zn, Pb, Cd, In, Tl, Ag, Au, Bi, Sb, As, Hg и увеличение содержания Cu, Co, Ni и Se в рудах. Почти аналогичная геохимическая зональность отмечается по падению рудной залежи (вертикальная зональность), где наблюдается повышение концентраций также марганца. Уменьшение концентраций золота по падению залежи Филизчая выражено более отчетливо, чем серебра. Наблюдается плавное увеличение величины Ag/Au, кривая которой имеет антибатный характер по сравнению с таковой для золота (Новрузов, Агаев, 2009).

В рудной залежи месторождения геохимическая зональность, связанная с закономерным изменением концентраций отдельных элементов в ней, количественно отчетливо выражается с помощью величин индикаторных отношений. Так, с западного фланга на восточный через центральную часть залежи наблюдается закономерное изменение этих величин: Ag/Au (83 – 75 – 63), S/Se (67 – 52 – $44 \cdot 10^3$), Se/Te (3,8 – 4,5 – 5,0) и Co/Ni (2,1 – 2,4 – 2,5). В условно выделенных горизонтах глубинности (верхние, средние и глубокие горизонты) величины индикаторных отношений характеризуют изменение этих показателей по падению залежи – Ag/Au: 70 – 71 – 80; S/Se: 58 – 57 – $45 \cdot 10^3$; Se/Te: 3,9 – 4,0 – 5,5; Co/Ni: 3,0 – 2,2 – 1,9.

Для количественного выражения зональности вычислен показатель геохимической зональности на основе соотношений концентраций элементов фронтальных (Zn, Pb, Ag) и тыловых частей (Cu, Co, Mn) залежи. Принимая минимальное значение этого показателя за единицу, от верхнего горизонта (абсолютные отметки 1300-1200 м) до нижнего (500-400 м) по 100 метровым горизонтам глубинности рудной залежи Филизчая мы получили следующие значения коэффициента зональности для колчеданно-полиметаллических руд на отдельных гипсометрических уровнях: 6,2; 5,3; 5,2; 3; 2,5; 1; 2,3; 5,5; 9,1. Закономерное изменение концентраций элементов по падению рудной залежи наиболее ярко проявляется при сравнении показателя зональности, возрастающего от центральной части залежи в направлении к верхним и глубоким горизонтам. Сходные данные получены также при использовании коэффициентов зональности $Zn \cdot Pb \cdot Ag/Cu^3$ и $Zn \cdot Pb \cdot Ag/Co^3$ (рис.2).



Рис. 1. Распределение концентраций цинка (а), свинца (б), меди (в), серебра (г), золота (д) и мощности (е) в залежи Филизчайского месторождения (продольная проекция на вертикальную плоскость). *Классы содержаний (в отношениях к средним показателям элементов в рудах месторождения): 1 – 0,25; 2 – 0,5; 3 - 1; 4 - 2; 5 - >2; 6 – границы распространения залежи к югу; 7 – границы распространения забалансовых руд.*

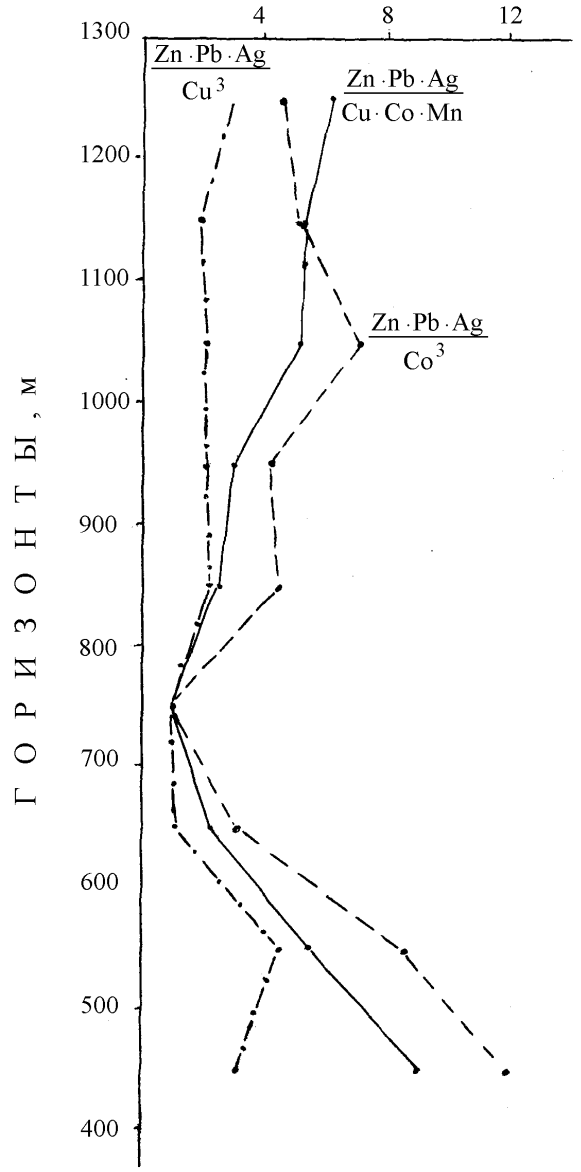


Рис. 2. Изменение показателей зональности по падению залежи месторождения Филизчай

Геохимическая зональность по латерали залежи отчетливо отражена в закономерном увеличении показателей зональности с восточного фланга на западный по продольному профилю (рис. 3). Как известно, зональность в гидротермальных месторождениях формируется в направлении движения растворов (Бетехтин, 1955; Гросс, 1960). На этой основе можно заключить, что направление возрастания величин коэффициентов зональности указывает на предполагаемые пути миграции гидротермальных растворов на рассматриваемом месторождении. По мнению С.А.Агаева (1982), основываясь на характеристике изменений концентраций ведущих компонентов (Cu, Zn, Pb) в рудной залежи Филизчайского месторождения, области питания совпадают с ее северным и восточным ограничениями.

Зональность в распределении содержаний ряда элементов-примесей (Au, Ag, Cd, In, Tl, Ge, Bi, Se, Te, Co) по мощности рудной залежи отчетливо проявляется в главных сульфидных минералах, в особенности пирите и халькопирите (Новрузов, Агаев, 1985; Novruzov, 2009). Так, от лежачего бока залежи к висячему увеличивается содержание золота, серебра, кадмия, индия, таллия, германия и висмута в пирите, а также в сфалерите. В пирите и халькопирите в лежачем боку больше кобальта, селена и теллура (табл.1).

В колчеданно-полиметаллических месторождениях рудные залежи часто характеризуются скрытой минералого-геохимической зональностью, выражающейся в пространственном изменении концентраций элементов-примесей, в частности кобальта и величин Co/Ni, в рудосоставляющих минералах (Еремин, 1977). Эти показатели позволяют оценить условия образования руд. Выявленная нами на Филизчае скрытая минералого-геохимическая зональность выражается в увеличении величин Co/Ni в пирите III в направлении от обоих контактов рудной залежи к ее центральной части. Градиент Co/Ni в обе стороны от центральной части, фиксируемый по максимальному значению этой величины, значительно высок и составляет 0,54 и 0,60 по скважине 622, а по скважине 69 – 0,33 и 0,38 (табл.2). Выявленная скрытая минералого-геохимическая зональность по восстанию относится к повторяющемуся типу (Новрузов, 2009), что является одним из критериев гидротермально-метасоматического формирования колчеданно-полиметаллических руд (Еремин, 1977).

Изучение минералого-геохимической зональности на Филизчайском месторождении позволяет выделить некоторые особенности. По мощности рудной залежи выявлена контрастная асимметричная зональность, которая обусловлена степенью дифференциации различных типов руд и концентрации основных рудосоставляющих компонентов (Cu, Zn, Pb).

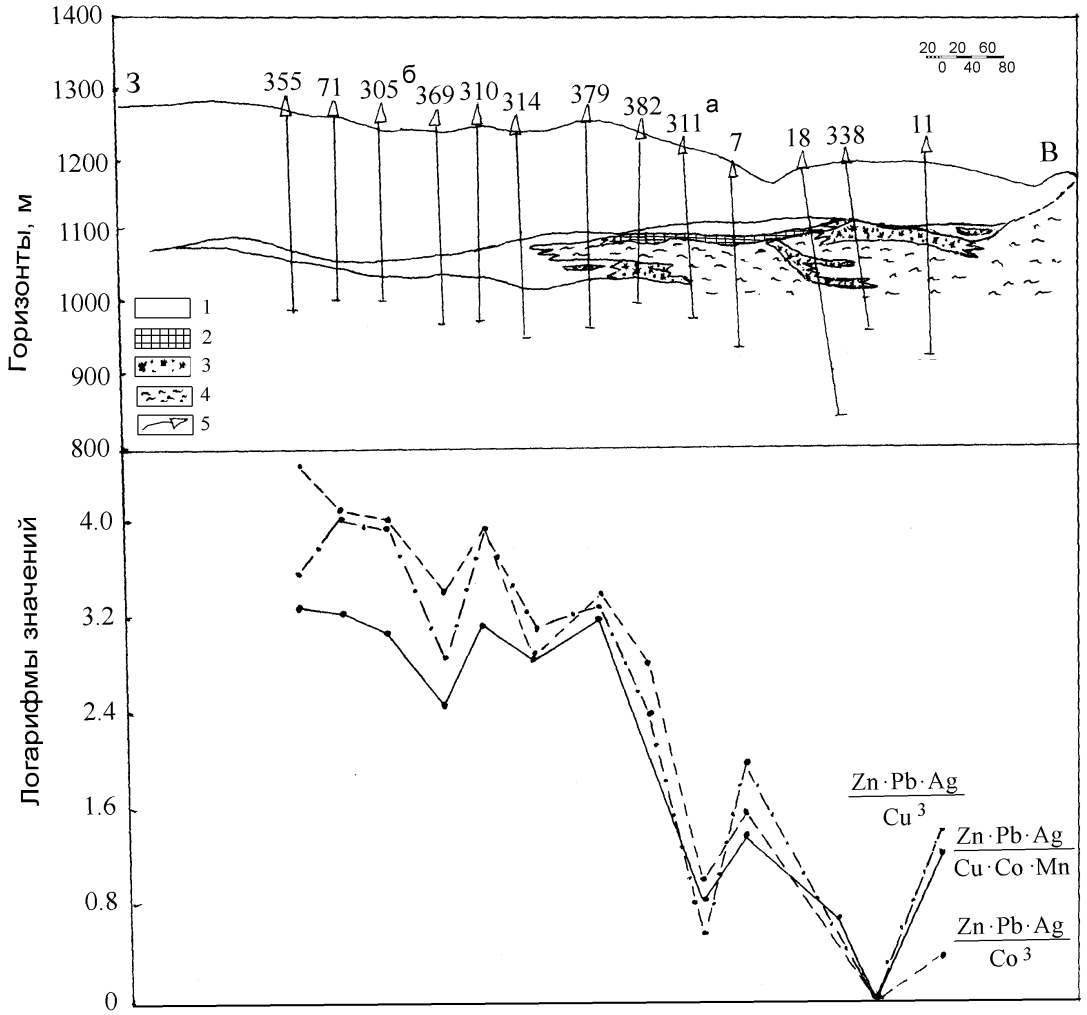


Рис. 3. Изменение показателей геохимической зональности по простиранию рудной залежи Филизчая (продольный профиль): *1–слоисто-полосчатые колчеданно-полиметаллические руды; 2 – массивные медно-пирротиновые руды; 3 – пятнисто-брекчиевидные руды; 4 – вмещающие породы; 5 – буровые скважины*

Таблица 1

Изменение содержаний элементов-примесей в пиритах и халькопиритах от висячего к лежачему боку, г/т

Элементы, г/т	Висячий бок		Лежачий бок	
	пирит	халькопирит	пирит	халькопирит
Au	0.9(19)	1.2(6)	0.6(15)	0.6(8)
Ag	48(19)	80(6)	26(15)	61(8)
Tl	7.6(26)	2.8(7)	1.4(26)	2(11)
Ge	1.8(22)	1.2(2)	1.5(23)	1(5)
Cd	46.8(3)	17(6)	19(8)	13(8)
In	2.3(13)	15(6)	2.1(4)	25.5(5)
Bi	72(22)	125(7)	49(25)	54(5)
Co	180(9)	80(7)	224(25)	120(7)
Se	13(22)	8(6)	47(28)	9(5)
Te	2(22)	5(6)	4(28)	22(5)

Таблица 2

Скрытая минералого-геохимическая зональность рудной залежи Филизчайского месторождения (изменение величин Co/Ni в пирите III)

Горизонты глубинности (абс.отм.)	№№ скважин, глубина опробования, контакты рудной залежи	Co/Ni	Градиенты
1000 – 900 м	Скв. 622, кровля 214.0 215.5 220.0 221.4 225.8 230.0 Подошва	1.9 2.7 5.5 6.4 2.5 1.7	0.60 0.54
800 – 700 м	Скв. 69 II, кровля 487.0 503.5 508.0 512.3 521.5 530.0 Подошва	3.6 6.4 10.5 8.7 4.3 2.0	0.33 0.38

Как было указано выше, к висячему боку залежи обычно приурочены колчеданно-полиметаллические, а к лежачему – серноколчеданные и медно-пирротиновые руды. Одновременно установлено асимметричное расположение по мощности залежи содержаний основных компонентов руд и сопутствующих им элементов-примесей: в висячем боку интенсивнее других накапливаются Zn, Pb, Cd, Ag, Tl, Hg и др., а в лежачем – Cu, Co, Se, Mn и др. Наблюдается в целом постепенное понижение содержаний цинка, свинца, кадмия, серебра, сурьмы, ртути и др. от висячего к лежачему боку залежи и увеличение в том же направлении количества меди, кобальта, марганца, селена и др. Малоконтрастная асимметричная латеральная зональность концентрического типа выражена приуроченностью слоисто-полосчатых колчеданно-полиметаллических руд с линзовидными телами массивных серноколчеданных и колчеданно-полиметаллических и жилообразным телом медно-пирротиновых руд в лежачем боку к центральной части единой пластообразной залежи. Асимметричность зональности выражается также различной морфологией и строением кровли и подошвы залежи.

В целом, формирование колчеданной залежи Филизчайского месторождения сопровождалось зональным распределением компонентов в соответствии с общей схемой минералогической зональности. При этом геохимическая зональность не зависит от формы нахождения примесных компонентов. От тыловых зон к фронтальным в целом увеличивается количество и содержание большинства основных и примесных компонентов. В фронтальных зонах широко развиты богатые слоисто-полосчатые колчеданно-полиметаллические руды, являющиеся полиминеральными рудами, в них концентрируются Zn, Pb, Cd, In, Tl, Ga, Ge, Sb, Au, Ag и др., а в тыловых зонах – Cu, Co, Mn, Se и др.

Проведенные исследования показывают, что минералого-геохимическая зональность на месторождении характеризуется как локальная зональность по типам руд. Закономерное пространственное изменение состава руд и концентраций элементов отражает эволюцию минералообразующего процесса, а возникающая при этом зональность, по классификации В.И.Смирнова (1957), является фациальной зональностью отложения.

Заключение

В стратиформных колчеданных месторождениях Восточного сегмента Большого Кавказа независимо от гипсометрических

уровней отдельных рудных залежей, охватывающих широкий диапазон абсолютных отметок (2300-300 м), наблюдается более или менее однотипная минералого-геохимическая зональность. Характер изменения концентраций элементов-примесей в рудах и рудосоставляющих сульфидных минералах на разных гипсометрических уровнях отражает эволюцию гидротермальных растворов на фоне изменения физико-химических условий минералообразования.

Результаты исследований минералого-геохимической зональности месторождений региона могут быть использованы для прогноза и поисков колчеданного оруденения на флангах рудных залежей и по глубине. В распределении основных и примесных компонентов в рудной залежи и околорудном пространстве месторождения Филизчай отчетливо проявляются общие закономерности (увеличение концентраций Zn, Pb, Ag, Tl, Hg и др. в верхней части залежи и надрудной толще, обогащение Cu, Co, Mn, Sn, Mo и др. элементами нижней части рудной залежи и подрудной толщи), являющиеся отражением общей геохимической зональности. Более или менее стабильные показатели концентрации золота и серебра в нижних горизонтах Филизчайского месторождения, наряду с рудосоставляющими компонентами (Cu, Zn, Pb), как геохимические критерии указывают на вероятность продолжения колчеданно-полиметаллического оруденения в более глубоких горизонтах.

ЛИТЕРАТУРА

АГАЕВ, С.А. 1982. Особенности структурных условий локализации и зональности Филизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения. *Труды ЦНИГРИ*, 168, 39-44.

БЕТЕХТИН, А.Г. 1955. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн.: *Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях*. Изд-во АН СССР. Москва. 122-275.

ВЕЛИЗАДЕ, С.Ф. 1981. Минеральный состав и условия формирования руд Кацдагского колчеданно-полиметаллического месторождения (Южный склон Большого Кавказа): Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. МГУ. Москва. 25.

ГРОСС, У. 1960. Направление движения минерализующих растворов на месторождении Блайклиппен, Гренландия. В кн.: *Проблемы эндогенных месторождений.* 1, ИЛ, Москва, 276-294.

ЕРЕМИН, Н.И. 1977. Скрытая минералого-геохимическая зональность колчеданных рудных тел. *Геология рудных месторождений,* 6, 39-55.

КУРБАНОВ, Н.К. 1982. Основные этапы формирования комбинированных медно-полиметаллических месторождений и их соотношение со стадиями эволюции альпийской терригенной геосинклинали Большого Кавказа. *Труды ЦНИГРИ,* 168, 3-18.

НОВРУЗОВ, Н.А. 2007. Минералого-геохимические особенности руд колчеданных месторождений Филизчайского типа (Большой Кавказ) В кн.: *Научное наследие академика М.А.Кашкая. Взгляд из XXI века*. Nafta-Press, Баку, 320-332.

НОВРУЗОВ, Н.А. 2009. Минералого-геохимические особенности руд Филизчайского месторождения (Большой Кавказ). *Естественные и технические науки,* 5, 189-191.

НОВРУЗОВ, Н.А., АГАЕВ, С.А. 1985. Минералого-геохимическая зональность руд и первичных геохимических ореолов Филизчайского месторождения (Восточный Кавказ). В сб.: *Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений*. Наука, Москва, 27-34.

НОВРУЗОВ, Н.А., АГАЕВ, С.А. 2009. Золотоносность и сереброносность колчеданных месторождений Южного склона Большого Кавказа. *Разведка и охрана недр,* 12, 18-24.

РЕЗНИКОВ, Н.В., КУРБАНОВ, М.М. 1978. Зональность рудных тел и генезис колчеданного месторождения Кизил-Дере. *Советская геология*, 9, 80-93.

РЯБОВА, Т.В. 1973. Минералого-геохимические особенности руд медно-пирротинового месторождения Кизил-Дере (Горный Дагестан). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. ИМГРЭ. Москва. 28.

СМИРНОВ, В.И. 1957. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. *Известия АН СССР, сер.геологическая*, 3, 15-26.

ХОЛОДОВ, В.Н., КИКНАДЗЕ, З.Р. 1989. Колчеданные месторождения Большого Кавказа. Наука. Москва. 189.

NOVRUZOV, N.A. 2009. Mineralogical-geochemical peculiarites of ores in pyritaceous deposits of the South slope of the Greater Caucasus. *Nauka i Studia*, 11(23), 85-91.

Рецензент: д.г.-м.н., проф. Дж.А.Азадалиев

© А.З.Ахмедов, Г.А.Велиев, А.М.Ахмедов, И.Б.Гусейнов, 2012

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД ВЕЖНАЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

А.З.Ахмедов, Г.А.Велиев, А.М.Ахмедов, И.Б.Гусейнов

НИИ Минерального сырья Национальной Геологоразведочной Службы МЭПР Азербайджана
AZ1117, Баку, ул. Натаван, 16

На примере 2 технологических проб весом по 1000 кг, отобранных из различных природных типов руд месторождения, детально рассмотрены вещественный состав и технологические особенности этого минерального сырья, характеризующего золото-кварц-сульфидную формацию. Установлены формы нахождения основных рудных минералов и благородных металлов (Au, Ag) в соответствующих типах руд. Выявлено, что значимая часть золота в исследуемых типах руд месторождения представлена относительно крупными свободными самородными зернами, легко извлекаемыми гравитационным методом обогащения. С учетом вещественного состава и выявленных технологических особенностей экспериментально оценены различные технологические схемы переработки этого минерального сырья, обеспечивающие высокую степень комплексного извлечения ценных компонентов в соответствующие товарные продукты.

Вежналинское месторождение золота, расположенное в пределах Зангеланского административного района Республики, характеризуется золото-кварц-сульфидной формацией. Морфологически золоторудные тела представлены кварцевыми жилами и жильными зонами, приуроченными к разрывным структурам. Геологоразведочными работами на площади месторождения установлено 27 золоторудных жильных зон и жил с малосульфидным кварцевым оруденением прожилково-вкрапленного типа, расположенных в 100-150 м друг от друга. Золото в основном локализуется в кварц-сульфидных жилах, иногда содержащих карбонаты, редко в окварцованных зонах дробления и перетирания пород. Распределение золота в зонах и жильных телах весьма неравномерное и колеблется от следов до первых десятков г/т, нередко доходя до 100 г/т и более, что предопределяет образование рудных столбов (Баба-заде и др., 2003).

По результатам предварительной стадии геологоразведочных работ на месторождении оценены и подсчитаны запасы руд (категории $C_1 + C_2$) по 6 рудным зонам (№№ 14, 15, 16,19, 21, 24). Полученными данными установлена промышленная значимость месторождения для подземного – штольневого способа добычи руды.

Следует отметить, что выявленные к настоящему времени руды месторождения характеризуются в основном как окисленные и смешанные – полуокисленные. Первичное – сульфидное оруденение практически не выявлено. По данным фазовых анализов даже на глубине 450 м от поверхности (горизонт штольни № 45) руды носят смешанный (полуокисленный) и окисленный характер.

Породы, вмещающие жилы и жильные зоны месторождения, представлены в основном андезитами, диабазами и их туфами и туфобрекчиями, известняками, мергелями, песчаниками и туфопесчаниками.

В настоящей статье на примере 2 технологических проб весом по 1000 кг, отобранных раздельно из двух вышеупомянутых природных типов руд месторождения, детально рассматриваются их вещественный состав (химический и минералогический) и технологические особенности. Отметим, что проба окисленных руд (№ 1) отобрана бороздовым способом по всей мощности рудного тела (с включением нерудных прослоев и оруденелых околожильных измененных пород) из рудной жилы № 16 на горизонте штолен №№ 17 и 51. Проба смешанных – полуокисленных руд (№ 2) отобрана тем же способом из рудной жилы № 14-15 на горизонте штольни № 52.

Для оценки вещественного состава материала рассматриваемых проб были использованы: количественный химический (в т. ч. силикатный), пробирный (на Au, Ag), при-

ближенно-количественный спектральный, гидрохимический рациональный (фазовый – на количественные формы нахождения медных минералов, а также формы структурной связи золота и серебра с различными минералами) анализы и минералого-петрографические исследования.

Химический состав

Согласно результатам химического, пробирного и приближенно-количественного спектрального анализов (табл. 1), основным промышленно-ценным полезным компонентом в обеих пробах руд является золото при содержаниях в пределах 8,6-10,8 г/т. Для попутного извлечения значительный интерес представляют медь (0,65-0,87%) и серебро (22-24 г/т). Соотношение золота и серебра в рассматриваемых пробах руд находится в пределах 1:2-2,7.

Массовые доли других полезных компонентов не имеют промышленной значимости. Содержания вредных для рассматриваемого минерального сырья компонентов (As, Sb, Ba) также незначительны.

Оценивая рудообразующие элементы (Fe, S), отметим, что в обеих пробах отмечаются весьма низкие содержания серы (0,2-0,5%), при относительно высоких содержаниях железа валового (5,95-6,2%). Данный фактор свидетельствует, что основное количество железа в этих рудах представлено его оксидными минералами, что характерно для руд зон окисления и цементации месторождений кварц-сульфидной формации.

Таблица 1

Химический состав технологических проб

Элементы	Содержания: %, г/т		Соединения	Содержания: %	
	Проба № 1	Проба №2		Проба № 1	Проба № 2
Au, г/т	10,8	8,6	SiO_2	68,0	65,0
Ag, г/т	22,0	24,0	Al_2O_3	7,50	6,50
Cu	0,87	0,65	CaO	2,51	5,24
$S_{общ.}$	0,20	0,51	MgO	4,90	5,40
$Fe_{вал.}$	6,23	5,95	Na_2O	1,60	1,08
Zn	0,02	0,012	K_2O	1,52	1,60
Pb	<0,02	<0,02	MnO	0,08	0,01
Se	<0,0003	0,0003	TiO_2	0,42	0,49
Te	<0,0003	<0,0003	P_2O_5	0,19	0,13
Bi	0,01	0,01	CO_3	1,24	1,65
Cd	0,006	<0,002	П.П.П.	3,60	3,80
Co	0,006	<0,005			
Mo	0,003	<0,002			
Sb	0,005	<0,005			
As	0,119	0,225			
Ba*	0,01	0,01			
Cr*	0,004	0,002			
Ni*	0,0025	0,002			
V*	0,005	0,003			
Be*	0,0001	0,0001			
Zr*	0,006	0,003			
Ga*	0,003	0,003			

Примечание: ***-** выявлено приближенно количественным спектральным анализом.

Рассматривая породообразующие соединения, отметим, что в обеих пробах главным из них является кремнезем с содержаниями в пределах 65-68%. Кроме того, в этих пробах руд выявлены относительно высокие содержания оксида алюминия (6,5-7,5%), а также оксидов натрия и калия (суммарно 2,7-3,1%). Данный фактор свидетельствует о наличии в них значимых количеств минералов глины, обычно отрицательно влияющих на технологический процесс как механических (гравитация, флотация), так и гидрометаллургических методов переработки подобного минерального сырья.

Следует также отметить присутствие в рассматриваемых пробах руд относительно значимых количеств карбонат образующих соединений – CaO и MgO (суммарно 7,4-10,6%).

В целом, химический состав материала обеих проб практически идентичен. Отличие заключается лишь в незначительных отклонениях содержаний основных ценных компонентов (Au, Cu, Ag) и, вероятно, степени окисленности, рассматриваемой ниже.

Степень окисленности руд

Степень окисленности руд, содержащих значимое количество меди, определяется, как известно, по количественному соотношению гипогенных и гипергенных минералов меди в них. Для количественного определения названных минеральных форм был выполнен соответствующий гидрохимический рациональный (фазовый) анализ по методике Н.А. Филипповой (1963).

Результаты этого анализа (табл. 2) свидетельствуют, что наиболее высокой степенью окисленности характеризуются медные минералы в пробе № 1, отобранной, как было отмечено выше, из рудной жилы № 16. Более 50% медных минералов в этой пробе руды представлены окисленными соединениями (малахит, азурит). Еще 41% меди этой пробы отмечается в виде вторичных сульфидов (халькозин, борнит, ковеллин), и всего около 7% рассматриваемого металла представлено его первичной минеральной формой – халькопиритом.

В пробе № 2 (рудная жила № 14-15) медные минералы в меньшей степени затронуты процессом окисления. Содержащаяся в этой пробе медь на 25% представлена первичным ее сульфидом – халькопиритом. Кроме того, в данной пробе установлено значительно меньшее количество оксидных форм меди – малахита, азурита.

В целом, согласно результатам рассмотренного рационального анализа, материал пробы № 1 следует характеризовать как интенсивно окисленную руду, а материал пробы № 2 – как смешанную – полуокисленную руду, тяготеющую к окисленному типу. При этом присутствие в этих пробах руд значительного количества гипергенных минералов меди, указывает на трудность их выделения флотационным методом обогащения. Более эффективное выделение названных форм меди может быть обеспечено гидрометаллургическими способами обработки этих руд.

Таблица 2

Формы нахождения медных минералов

Наименование минеральных форм меди	Абсолютное содержание Cu,%		Распределение минеральных форм, %	
	Проба № 1	Проба № 2	Проба № 1	Проба № 2
Сульфаты	следы	-	-	-
Оксиды (малахит, азурит)	0,47	0,20	52,2	29,8
Вторичные сульфиды (халькозин, ковеллин, борнит)	0,37	0,30	41,1	44,8
Халькопирит	0,06	0,17	6,7	25,4
Р у д а по балансу	0,90	0,67	100	100

Формы нахождения благородных металлов

Одним из весьма важных факторов для характеристики технологических свойств золоторудного минерального сырья является количественная оценка форм нахождения и характера ассоциаций благородных металлов с различными минералами, составляющими это сырьё. Для выявления указанного состояния золота и серебра был выполнен соответствующий гидрохимический фазовый анализ по методике, рассмотренной в книге В.И. Зеленова (1989). Данный анализ позволяет количественно выявить (при определенной крупности измельчения руды) 4 формы структурной связи золота и серебра с основными составляющими эту руду минералами. Методика анализа основана на предварительном выделении из измельченного материала свободных форм благородных металлов (посредством обработки с ртутью – амальгамирование) и последующем последовательном селективном растворении соответствующих минералов-носителей самородного золота и серебра.

Результаты этих исследований, выполненные на материалах обеих проб руд, измельченных до крупности 80-82% фракций менее 0,08 мм (табл. 3), показали, что значительное количество золота и серебра в рассматриваемых природных типах руд месторождения представлено легкодоступными – относительно крупными свободными формами, раскрывающимися от сростков при указанной степени измельчения руд. Данная форма названных благородных металлов обычно легко выделяется простыми гравитационными способами обогащения.

При этом следует отметить, что золото и серебро, содержащиеся в пробе окисленных руд (№ 1), в относительно большей степени (по сравнению с пробой № 2 – полуокисленная руда) характеризуются легкодоступными формами. Так, в пробе № 1 суммарное количество золота и серебра, находящихся в свободной форме и в сростках с открытой поверхностью, составляет 94,5 и 84,5% соответственно. В материале же пробы полуокисленных руд (№ 2) идентичные формы названных металлов составляют 69 и 50% соответственно. Кроме того, значительная часть золота (31%) и особенно серебра (50%) в материале пробы № 2 характеризуется трудно извлекаемыми тонкодисперсными формами, заключенными (покрытыми) в гидроокислах железа, карбонатах, сохранившихся сульфидах и кварце.

Рассмотренные результаты фазового анализа свидетельствуют, что благородные металлы, содержащиеся в полуокисленном (смешанном) типе руд месторождения, являются технологически более упорными по сравнению с окисленным типом. Для эффективного раскрытия названных металлов из полуокисленных руд необходимо подвергать их более тонкому измельчению.

Таблица 3

Формы нахождения золота и серебра в технологических пробах, измельченных до крупности – 80-82% <0,08 мм

Формы нахождения золота и серебра	Абсолют. содерж-е Au,Ag: г/т				Распределение Au,Ag: %			
	Проба №1		Проба № 2		Проба №1		Проба № 2	
	Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag
1. Легкодоступные – свободные (амальгамируемые ртутью)	6,8	11,4	3,4	10,8	62,4	47,7	40,5	39,1
2.Легкодоступные – в сростках с открытой поверхностью (цианируемые)	3,5	8,8	2,4	3,0	32,1	36,8	28,6	10,9
3.Труднодоступные – заключены в оксидах железа и карбонатах	0,4	1,9	2,0	11,8	3,7	8,0	23,8	42,8
4.Труднодоступные – заключены в сульфидах и кварце	0,2	1,8	0,6	2,0	1,8	7,5	7,1	7,2
Итого – в руде по балансу	10,9	23,9	8,4	27,6	100	100	100	100

Минералого-петрографические исследования

Рассматриваемые исследования выполнялись на многочисленных аншлифах и прозрачных шлифах, изготовленных из каменного материала обеих вышеописанных технологических проб.

Исследования шлифов показало, что рудовмещающими породами являются андезиты пилотакситовой структуры, туфы андезитов, реже туфы дацитов (в одном шлифе туфа дацита на контакте наблюдался 5-7 мм кремнистый прослой, содержащий обильные фрагменты фауны). Метасоматические изменения пород привели к новообразованиям кварца, кальцита, хлорита, серицита.

В шлифах рудного кварца ясно виден катаклаз, проявленный по трещинкам мощностью 0,05-2,0 мм, которые залечены более поздним регенерационным кварцем мозаичного сложения с вкрапленностью пирита и халькопирита. Данный фактор свидетельствует об образовании сульфидов позже основной массы кварца.

Материал обеих проб характеризуется рудой кварц-гётит-халькопиритового состава; при этом материал пробы № 1 по сравнению с материалом пробы № 2 представлен более интенсивно окисленной (на 75-85%) рудой. В обеих пробах руд широко распространены вторичные текстуры: ящичная, губчатая, прожилково-коррозионная. Из первичных текстур отмечены вкрапленная и пятнистая. Наиболее распространенными структурами являются: коллоидная, дробления и замещения.

Приближенно-количественный минеральный состав материала рассматриваемых проб, выявленный под микроскопом и рассчитанный с учетом данных химического анализа (табл. 1), представлен в табл. 4. Приведенные данные свидетельствуют, что минеральный состав обеих проб идентичен. Отличие заключается лишь в незначительном преобладании рудных минералов в пробе № 1. Кроме того, в пробе №2 наблюдается относительно большее количества пирита (0,9%) и халькопирита (0,2%), а также несколько меньшее присутствие в ней оксидов и вторичных сульфидов меди. Данный фактор подтверждает относительно меньшую степень окисленности руды пробы № 2 по сравнению с рудой пробы № 1. В последней обнаружены также единичные знаки гессита и теллуровисмутита.

Кратко оценивая состояние рудных минералов (размеры, структуры выделения, ассоциации друг с другом и др.), отметим, что в обеих пробах руд группа гипергенных минералов, как показано выше, преобладает над группой первичных сульфидов. Наиболее распространенным из гипергенных является *гётит,* который чаще всего замещает пирит, реже другие сульфиды. Он образует как мелкие выделения (0,005-0,01 мм), так и крупные поля (до 15-20 мм) и прожилки в кварце; имеет неоднородное строение, часто рассечен прожилками *гидрогетита*.

Таблица 4

Приближенно-количественный минеральный состав руды в пробах

Рудные минералы	Содержание, %		Нерудные минералы	Содержание, %	
	Проба №1	Проба №2		Проба №1	Проба №2
Гётит и гидрогетит	9,6	8,8	Кварц	56,0	57,0
Пирит	0,4	0,9	Плагиоклаз (альбит-андезин)	15,0	14,5
Халькозин, ковеллин, борнит	0,4	0,3	Серицит	9,5	9,0
Малахит и куприт	0,4	0,2	Кальцит	4,5	4,0
Халькопирит	0,07	0,18	Хлорит	3,0	3,0
Золото самородное	Ед. знаки	Ед. знаки	Другие (альбит, апатит, сфен и т.п.)	1,0	1,0
Гессит	-	-«-			
Теллуровисмутит	-	-«-			
Итого - рудные	11,0	10,1	Итого - нерудные	89,0	90,0

Из первичных сульфидов наиболее распространенным является *пирит,* который почти повсеместно замещается гётитом. Обычно это «островки» размером 0,003-0,5 до 3,0 мм, уцелевшие от замещения. Как правило, зерна пирита разбиты трещинками на угловатые обломки. Иногда удается установить первоначальный облик пирита – пентагональные, кубические кристаллы и сростки.

Халькопирит наблюдается в зернах размером от 0,001-0,05 мм до гнезд 15-20 мм и более. Отдельные зерна и их агрегаты имеют неправильную форму, изрезанные границы. Мелкие зерна (0,001-0,05 мм) обнаруживают идиоморфизм – удлиненные кристаллики тетра-, гексагонального сечений. Обычна картина замещения халькопирита халькозином с ковеллином, купритом, малахитом. Эти замещения охватывают периферию зерна и по трещинкам проникают вглубь выделения.

Халькозин – широко распространенный вторичный сульфид меди, образуется по халькопириту, слагая тончайшие прожилки мощностью от 0,001 мм до более крупных (0,1-0,5 мм) и сплошных псевдоморфоз с реликтовым халькопиритом. Зафиксированы все три разновидности халькозина: голубой, белый, розовый.

Ковеллин, являющийся спутником халькозина, встречается редко. Он обычно слагает первую зону вокруг халькопирита, сменяясь затем халькозином. Образует слабо удлиненные кристаллы (0,01-0,05 мм) с резкой анизотропией в оранжевых тонах.

Борнит встречается реже ковеллина. Он ассоциирует с халькозином белого цвета. Образует зерна размером 0,01-0,1мм и прожилковидные выделения.

Куприт – широко распространенный минерал. Он, замещая халькопирит, образует крупные поля (0,1-1,0 мм), в центральных частях которых сохраняются реликты халькопирита. Примечательно, что куприт обычно содержит систему трещинок, расположенных радиально относительно зерна.

Малахит также образуется за счет халькопирита, а иногда и за счет халькозина и ковеллина. Встречается обычно в пустотах или в виде прожилков мощностью от 0,01 до 1-2 мм в пятнистых скоплениях площадью 1x1,1x3 мм, где имеет брекчиевидное строение, выступая в роли цемента кварца, гётита или куприта.

Золото самородное, обнаруженное в двух аншлифах пробы №1, различается по форме и парагенезису. В одном из них оно ассоциирует с халькопиритом – включено в него в виде единичного сравнительно крупного зерна (0,1мм), имея массивное внутреннее строение (фото 1). В другом – золото ассоциирует с гётитом, отложившимся в трещинке кварца. Это золото мелкое (0,001-0,01 мм), обильно по количеству (25-27 знаков), имеет удлиненную проволочковидную (фото 2) пятнистую форму, иногда по микротрещинам проникает в кварц. Вероятно, данное золото имеет гипергенное происхождение.

В аншлифах полуокисленной руды (проба № 2) *золото самородное* обнаружено в парагенезисе с *гесситом* и *теллуровисмутитом.* Золото в этой минеральной ассоциации встречается часто, находясь в сростках исключительно с гесситом, тяготеет к контактовым частям гессита с кварцем и халькопиритом. Форма выделения золота – короткие прямые или изогнутые прожилки размером от 0,002 x 0,03 до 0,01 x 0,3 мм, реже изолированные изометричные зерна.

В рассматриваемой ассоциации количественно преобладает *гессит,* который наблюдается в зернах размером от 0,002 до 1,5 мм неправильной угловатой формы. *Теллуровисмутит* наблюдается в тесном срастании с гесситом в виде удлиненных включений размером 0, 005 – 0,05 – 1,0 мм.

В целом, результаты минералогических исследований подтвердили комплексный характер ценных составляющих минерального сырья обеих рассматриваемых проб, где, наряду с благородными металлами, значимый промышленный интерес представляют минералы меди. Однако следует отметить, что последние представлены в основном (особенно в пробе №1) гипергенными минералами, трудноизвлекаемыми механическими методами обогащения (гравитация, флотация). В этой связи для их наиболее полного выделения потребуется применение комбинированной технологической схемы, включающей гидрометаллургические процессы.

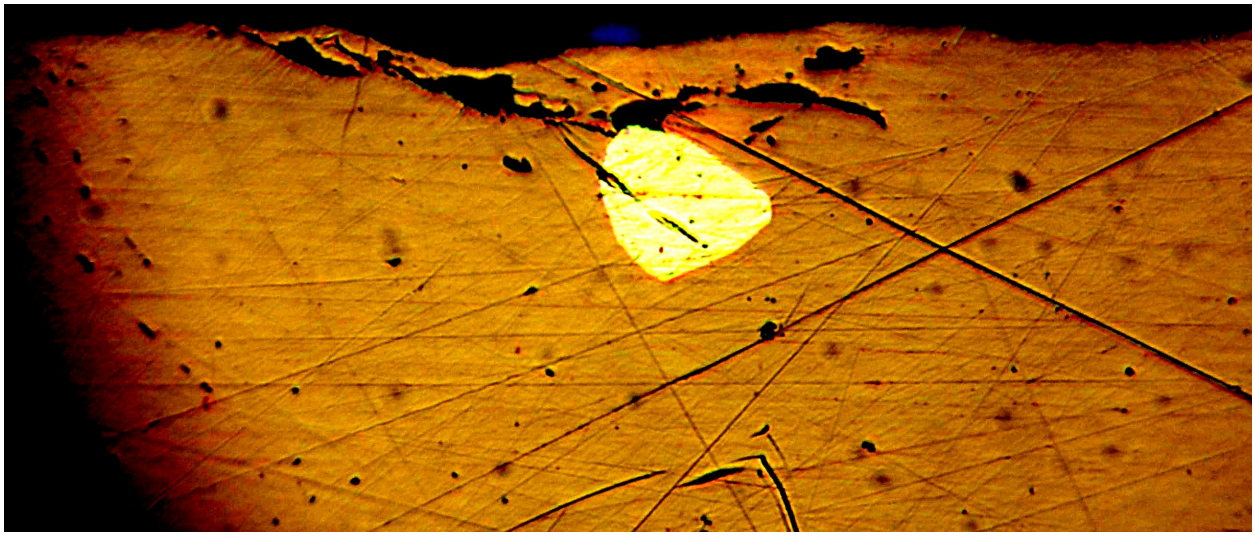


Фото 1. Кристаллическое зерно самородного золота в халькопирите; увеличение 90х

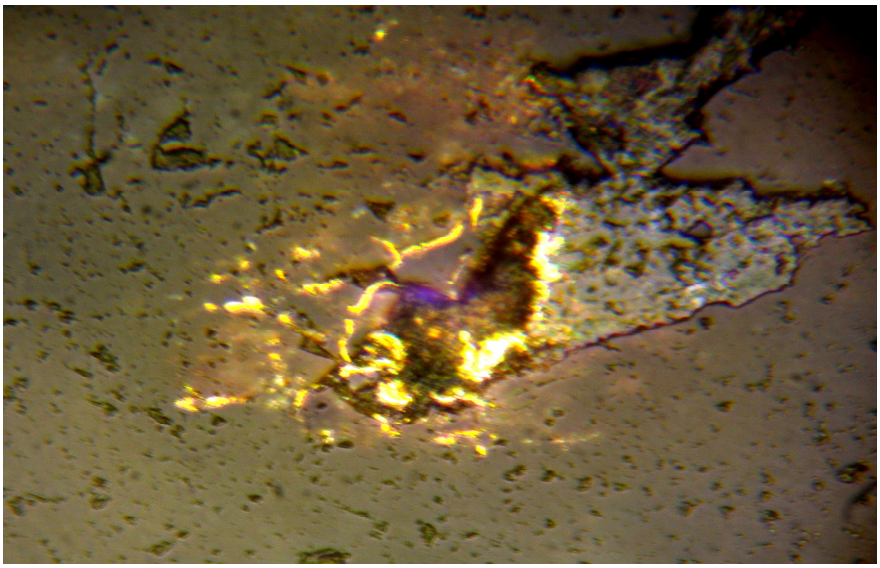


Фото 2. Прожилково-сгустковые выделения самородного золота в ассоциации с гетитом; увеличение 210х

Технологическая характеристика руд

Для оценки технологических свойств рассматриваемых проб руд были экспериментально испытаны различные технологические приемы их переработки, применяемые для подобного минерального сырья, в том числе процессы гравитации, флотации и гидрометаллургии.

Согласно вышеприведенным результатам фазового анализа на благородные металлы (табл. 3), значительная часть золота и серебра в обеих испытуемых пробах руд представлена относительно крупными – свободными формами, раскрывающимися при определенной крупности измельчения материала. Эти формы благородных металлов могут быть легко выделены гравитационными способами обогащения в «голове» технологического процесса обработки данного минерального сырья. При этом необходимо отметить, что применение процесса гравитации в «голове» технологической схемы переработки золото-

содержащих руд способствует снижению потерь крупного золота в последующих технологических процессах выделения этого металла, в частности, при флотации (Масленицкий и др., 1987) .

В этой связи был изыскан оптимальный режим функционирования гравитационного узла технологической схемы, обеспечивший в открытом цикле лабораторных опытов получение из обеих проб руд качественных золотосодержащих гравитационных концентратов с содержаниями по пробе №1 и №2 соответственно 370 и 414 г/т золота; 187 и 197 г/т серебра; 4,1 и 4,42% меди. Степень извлечения перечисленных металлов в названный концентрат из указанных проб руд соответственно составила в %: 47 и 53 золота; 15 и 20 серебра; 8 и 12 меди.

Технологический процесс узла гравитации выполнялся при 2 стадиях измельчения руд. После первой стадии измельчения до крупности 50-52% -0,08мм данный процесс осуществлялся способом отсадки на лабораторной 2-х камерной отсадочной машине. После второй стадии измельчения хвостов отсадки до крупности 80-82% -0,08мм процесс осуществлялся на лабораторном короткоконусном гидроциклоне. Полученные концентраты отсадки и гидроциклона объединялись и подвергались перечистке на концентрационном (сотрясательном) столе. Концентрат данного стола представлял собой конечный товарный продукт – гравитационный золотосодержащий концентрат, а хвосты концентрационного стола совместно с хвостами отсадки и гидроциклона направлялись далее на другие технологические процессы (флотация, гидрометаллургия) для доизвлечения из них оставшихся ценных компонентов (Au, Ag, Cu).

Приведенные технологические показатели подтверждают результаты фазового анализа и минералогических исследований о наличии в рудах рассматриваемого месторождения значимого количества крупного – гравитационно извлекаемого золота. С большой долей вероятности можно предположить, что в промышленных условиях, при обработке больших объемов руды, можно получить значительно более богатые по золоту гравитационные концентраты.

Одним из методов выделения ценных компонентов, оставшихся в хвостах гравитации, может быть флотационный способ обогащения. С этой целью на материале хвостов гравитации, полученных из руды пробы №1, был разработан оптимальный режим флотационного выделения из него золота, серебра и меди. Выявленный оптимальный режим функционирования названного узла технологической схемы, подтвержденный лабораторными опытами замкнутого цикла, обеспечил получение флотационного золото-медного концентрата с содержаниями в среднем: 147,0 г/т золота; 355,8 г/т серебра; 10,95% меди. Суммарное извлечение указанных металлов из руды пробы № 1 в гравио- и флотоконцентрат составило в %: 89,2 золота; 49,6 серебра и 38,2 меди.

Приведенные относительно низкие показатели извлечения серебра и особенно меди обусловлены в значительной степени наличием в испытуемой руде в основном окисленных – труднофлотируемых минералов меди и, вероятно, тесно ассоциируемого с ними серебра. Одним из наиболее эффективных способов выделения подобных минеральных форм меди является, как известно, гидрохимическая обработка минерального сырья с последующим извлечением ионов меди из раствора соответствующими гидрометаллургическими приемами.

Использование способа гидрохимического вскрытия рассматриваемого минерального сырья может быть осуществлено на различных стадиях его переработки. Одним из наиболее перспективных, по нашему мнению, является агитационное (чановое) выщелачивание медных минералов из хвостов первой стадии гравитации, выполняемой на материалах руд крупностью 48-50% -0,08мм. Отметим также, что гидрохимическая обработка указанного продукта обогащения руды может способствовать раскрытию сростков благородных металлов с различными минералами, растворяющимися при данном процессе, что в конечном итоге повысит эффективность их выделения при последующих технологических процессах переработки хвостов выщелачивания.

Исследованиями в указанном направлении установлено, что относительно эффективная растворимость медных минералов из хвостов гравитации обеих проб может быть осуществлена обработкой их слабыми водными растворами серной кислоты (40-50 г/л H_2SO_4). В выявленном оптимальном режиме функционирования рассматриваемого узла выщелачивания

степень растворимости медных минералов из хвостов гравитации руд пробы № 1 и № 2 составила соответственно в %: 68,1 и 51,5. Относительно низкие показатели растворимости меди, особенно на материале пробы № 2, обусловлены наличием в испытуемых рудах, как было показано выше (табл. 2), определенного количества труднорастворимых первичных и вторичных сульфидов меди.

Для выделения меди из рассматриваемых сернокислых растворов был испытан способ цементации растворенной меди губчатым железом. Лабораторные опыты, выполненные на реальных продуктивных медьсодержащих растворах, показали, что данный способ осаждения меди обеспечивает получение концентрата цементной меди (40-43% Cu) при извлечении меди из раствора в 98-99%.

Таким образом, выявленные и вышерассмотренные технологические особенности материалов 2 технологических проб, характеризующих окисленные и полуокисленные (смешанные) руды месторождения, позволяют рекомендовать для их переработки единую комбинированную технологическую схему, обеспечивающую комплексное извлечение основного и попутных ценных компонентов этого минерального сырья.

Рекомендуемая схема включает следующие последовательно осуществляемые технологические процессы: первичное относительно крупное измельчение руды (50-52% -0,08мм) с последующим гравитационным выделением (отсадкой) из измельченного материала свободного золота; гидрометаллургическое выделение меди из хвостов гравитации (отсадки); доизмельчение хвостов (кека) выщелачивания меди до крупности 83-85% -0,08мм и выделение из этого материала оставшегося количества благородных металлов при последовательно осуществляемых процессах гравитации (в короткоконусном гидроциклоне) и флотации.

По данной технологической схеме и разработанным оптимальным режимам используемых в ней процессов были выполнены лабораторные опыты замкнутого цикла, имитирующего непрерывный промышленный процесс. Эти эксперименты были осуществлены на 6 навесках (по 1кг каждая) обеих испытуемых проб руд. Конечные – расчетные показатели обогащения, полученные по результатам этих опытов, представлены в табл. 5.

Приведенные в этой таблице данные свидетельствуют, что предлагаемая комбинированная технология обеспечивает для обоих типов руд достаточно высокие технологические показатели комплексного извлечения ценных составляющих, особенно по золоту. Получены качественные гравитационные и флотационные золотосодержащие концентраты. При этом степень извлечения золота и серебра из пробы окисленных руд (№ 1) составила 93,1 и 81,8 % соответственно, а для пробы смешанных – полуокисленных руд (№ 2) этот показатель по золоту и серебру составил 91,4 и 70, 4 % соответственно. Кроме того, из руд указанных проб дополнительно выделен медный концентрат (цементная медь) с массовой долей одноименного металла в пределах 40-43%, при степени его извлечения из руды пробы № 1 – 59,2%, а из руды пробы № 2 – 47,2%. С учетом извлечения части медных минералов в гравио- и флотоконцентраты суммарная степень извлечения меди из руды пробы № 1 составила 80,7%, а из руды пробы № 2 – 71,3%.

Относительно более низкая степень извлечения золота и более значительная серебра из материала пробы № 2 обусловлена в основном формой нахождения этих компонентов. Согласно результатам фазового анализа, рассмотренным ранее (табл. 3), более 30% золота и 50% серебра, содержащихся в этой пробе, характеризуются труднодоступными – весьма мелкими включениями, заключенными в рудные и нерудные минералы, составляющие это минеральное сырье.

С целью определения количества свободных форм золота и серебра в гравиоконцентратах, полученных по вышерассмотренной технологии, последний был подвергнут процессу амальгамации с ртутью. В результате установлено, что 85-87% золота и почти 50% серебра, содержащихся в названных концентратах, представлены свободными от сростков зернами. Данный фактор с большой долей вероятности дает основание предполагать, что в промышленных условиях можно получить из рассматриваемого минерального сырья значительно более высокие по содержанию золота гравитационные концентраты, существенно не снижая при этом показатели извлечения названного металла.

Таблица 5

Показатели обогащения руд по рекомендуемой комбинированной технологической схеме

№№ Проб руд	Наименования продуктов обогащения	Выход, %	Содержание			Извлечение, %		
			Au, г/т	Ag, г/т	Cu, %	Au	Ag	Cu
1	Гравитационный Au конц-т	3,23	190,9	122,3	3,11	60,5	17,7	12,2
	Флотационнй Au конц-т	5,62	59,2	254,3	1,20	32,6	64,1	8,2
	Медь цементная	1,14	-	-	42,7	-	-	59,2
	Хвосты флотации	90,01	0,8	4,6	0,18	6,9	18,2	20,4
	РУДА по балансу	100	10,2	22,3	0,82	100	100	100
2	Гравитационный Au конц-т	2,15	195,7	220,6	3,0	48,9	22,3	10,6
	Флотационнй Au конц-т	2,87	127,6	356,9	2,67	42,5	48,1	12,5
	Медь цементная	0,71	-	-	40,6	-	-	47,2
	Хвосты флотации	94,27	0,8	6,8	0,19	8,6	29,6	29,7
	РУДА по балансу	100	8,6	21,3	0,61	100	100	100

Принимая во внимание, что промышленная переработка гравитационных и флотационных концентратов золота осуществляется в основном агитационным способом цианирования, названный технологический метод был экспериментально оценен на вышеуказанных аналогичных концентратах. Установлено, что для эффективного извлечения благородных металлов из полученных гравитационных концентратов последние необходимо доизмельчить до крупности 80% -0,05мм. Наиболее высокие показатели растворимости золота и серебра обеспечиваются при использовании сорбционного процесса цианирования в присутствии анионообменной смолы АМ-2Б. Для снижения расхода цианида названный концентрат рекомендуется предварительно обработать 10%-ным раствором серной кислоты. Данная операция, наряду со снижением расхода цианида, обеспечит возможность извлечения в раствор определенного количества содержащейся в этом продукте меди, которую можно эффективно выделить известными способами (например, вышерассмотренной цементацией на губчатом железе) в товарный продукт.

При перечисленных условиях обработки испытуемого гравитационного концентрата (300г/т Au, 164г/т Ag, 3,73% Cu) степень извлечения золота и серебра в цианидный раствор составила 97 и 94 % соответственно при расходе цианида (KCN) до 2 кг/т и продолжительности процесса – 72 часа; степень извлечения меди в сернокислый раствор составила почти 70%.

Идентичные условия обработки исходного – недоизмельченного флотоконцентрата (108 г/т Au, 350 г/т Ag, 7,36 % Cu) обеспечили возможность получения следующих показателей растворимости благородных металлов в цианидном растворе: золото – 93,4 %, серебро – 73,9 %, при расходе KCN до 7 кг/т концентрата. Предварительная сернокислотная обработка названного продукта обеспечила степень растворимости содержащейся в нем меди – 86,3 %.

Относительно более низкие показатели растворимости золота и особенно серебра из флотационного концентрата обусловлены более мелкой вкрапленностью этих компонентов в данном продукте. Вероятно, определенная степень доизмельчения этого концентрата позволит повысить показатели растворимости названных металлов.

Выводы

Рассмотрены вещественный состав и технологические особенности материалов 2 относительно большеобъемных проб (весом по 1000 кг), характеризующих в отдельности 2 основных, выявленных к настоящему времени природных типов руд месторождения: окисленные и смешанные – полуокисленные.

По своему химическому и минералогическому составу материалы обеих проб прак-

тически идентичны и их следует характеризовать как малосульфидная комплексная золото-медная руда прожилково-вкрапленного типа. Различие вещественного состава руд в рассматриваемых пробах заключается лишь в незначительном отличии содержаний промышленно значимых ценных компонентов (Au, Ag, Cu) и различной степени окисленности рудных минералов в них. По количественному составу гипергенных и гипогенных минералов меди, установленному специальным гидрохимическим фазовым анализом, материал одной из проб (№ 1) характеризован как интенсивно окисленная руда, а другой пробы (№ 2) – как смешанная (полуокисленная) руда, тяготеющая к окисленному типу.

Гидрохимическим фазовым анализом на благородные металлы установлены количественные соотношения форм структурной связи золота и серебра с различными рудными и нерудными минералами. Выявлено, что значительная часть названных компонентов (до 40-60 отн.%) в обеих пробах руд представлена относительно крупными свободными зернами, раскрывающимися от сростков при крупности материала 80-82% -0,08мм. Данная форма благородных металлов характеризуется обычно как легко извлекаемая простыми гравитационными способами обогащения. Вместе с тем следует отметить, что в пробе полуокисленных руд (№2) значимое количество золота (до 30%) и серебра (до 50%) представлено труднодоступными, вероятно, тонкодисперсными формами, заключенными в рудные и нерудные минералы. Для выделения таких форм благородных металлов необходимо значительно более тонкое измельчение данного типа руд.

С учетом установленного вещественного состава и выявленных технологических особенностей рассматриваемого минерального сырья, для выделения промышленно ценных компонентов из обоих природных типов руд в товарные продукты разработаны и экспериментально оценены 2 комбинированные технологические схемы их комплексной переработки: гравитационно-флотационная и гравитационно-гидрометаллурго-флотационная. Рекомендуется последняя, обеспечивающая более высокие технологические показатели извлечения промышленно-ценных компонентов в товарные продукты. По этой технологии из обоих типов руд получены кондиционные гравитационный и флотационный концентраты золота и серебра, а также селективно выделена часть меди в качественный концентрат цементной меди. Суммарное извлечение названных компонентов в указанные концентраты из руд проб №№ 1 и 2 соответственно составило в %: 93,1 и 91,4 золота; 81,8 и 70,4 серебра; 79,6 и 70,3 меди.

Кроме того, экспериментально оценена возможность переработки полученных гравио- и флотоконцентратов методом агитационного цианирования непосредственно в Республике – в районе строительства горно-обогатительного предприятия. Разработанные и рекомендуемые для этих целей технологические режимы обработки названных концентратов также обеспечивают возможность получения достаточно высоких показателей извлечения из них как благородных металлов, так и меди.

В целом, выявленные технологические особенности минерального сырья Вежналинского месторождения, позволяют считать его перспективным для промышленного освоения.

ЛИТЕРАТУРА

БАБА-ЗАДЕ, В.М., МУСАЕВ, Ш.Д., НАСИБОВ, Т.Н., РАМАЗАНОВ, В.Г. 2003. Золото Азербайджана. Азербайджан Милли Энсиклопедиясы. Баку. 424.

ЗЕЛЕНОВ, В.И. 1989. Методика исследования золото- и серебросодержащих руд. Недра. Москва. 302.

МАСЛЕНИЦКИЙ, И.Н., ЧУГАЕВ, Л.В., БОРБАТ, В.Ф. и др. 1987. Металлургия благородных металлов. Металлургиздат. Москва. 432.

ФИЛИППОВА, Н.А. 1963. Фазовый анализ руд цветных металлов и продуктов их переработки. Металлургиздат. Москва. 212.

Рецензент: акад. А.Дж.Исмаил-Заде

© M.A.Abdel-Hamid, E.M.M.Moussa, M.M.Kamel, M.E.Darwish and Hoda A. Refaie, 2012

MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION OF SOILS IN EAST ROSETTA, EGYPT

M.A.Abdel-Hamid[1], E.M.M.Moussa[2], M.M.Kamel[1], M.E.Darwish[2] and Hoda A. Refaie[2]

1 – *Cairo Univ., Fac.of Agric., Soil Sciences Dept., Giza, Egypt*
2 – *Nuclear Materials Authority, Katameya, Cairo, Egypt*

Seventeen soil samples were collected from East Rosetta area. Based on particle size distribution, the studied samples are classified as sandy, loamy sand, sandy loam, clay loam and sandy clay loam. The studied samples were mineralogically and geochemically studied to identify their mineral compositions and chemical characteristics. In addition, uranium and thorium were determined to evaluate their radioactive behaviour.

Mineralogically, the heavy mineral fractions of the studied samples contain monazite, zircon, rutile, magnetite, ilmenite, garnet and green silicates (pyroxenes and amphiboles). Geochemically, based on CaO-Na_2O-K_2O and (Fe_2O_3 + MgO), Na_2O and K_2O ternary relationships, most of the studied samples are classified as greywacke with small contribution from arkose composition. Comparing the major oxides and trace elements distribution, the studied sandy and loamy sand samples exhibit high SiO_2 and low MgO compared with sandy loam samples which exhibit high K_2O and Na_2O but depleted in CaO. Sandy clay loam and clay loam samples exhibit high content of Al_2O_3 and Fe_2O_3 but depleted in K_2O and P_2O_5 compared to sandy facies.

INTRODUCTION

The beach area of Rosetta includes most of the economic minerals reserves in the Egyptian black sands due to its relatively great extension and high grade especially on both sides of the Rosetta distributary mouth (Dabbour, 1995). Rosetta black sands are considered as the most important economic mineral resources in Egypt that include ilmenite, magnetite, garnet, zircon, rutile and monazite. These deposits occur as beach sediments and coastal sand dunes.

Ammar et al. (1983) divided Rosetta beach area into 5 zones. These five distinct zones were characterized by relatively high radioactivity. They stated that, the radioactivity and hence the concentration of the two radioactive minerals, zircon and monazite decreased in general as the distance from Rosetta estuary increased, either eastward or westward.

Moustafa et al. (2000) concerned with the different mineralogical features of the Egyptian beach mineral deposits. Huge sand deposits occur in front of the Nile Delta as submerged bars and shoals, considerd as possible source of economic minerals.

The aim of this work is to study the mineralogical and geochemical characterization in the soils of East Rosetta area, River Nile, Egypt. Additionally, this work includes evaluation of the radioactivity content of the studied soils.

MATERIALS AND METHODS

A. Soil sampling

Seventeen surface soil samples (0-25 cm) were collected from East Rosetta Estuary, Egypt between longitudes 30° 22' - 30° 26' East and latitudes 31° 25' - 31° 28' North (Figure 1).

B. Soil analysis

The collected soil samples were air dried and sieved to pass through a 2 mm sieve. Soil particles size distribution was performed according to the pipette method as descried by Dewis and Feritas (1970). Soil pH and electrical conductivity were determined in a soil to water suspension ratio of 1:2.5 (Cottenie *et al.,* 1982). Organic matter content (O.M) was determined according to Walkley and Black method, and total carbonates were determined using Collins calcimeter and calculated as $CaCO_3$ (Dewis and Feritas, 1970). Cation exchange capacity (CEC) was determined by Na-acetate at pH 7 (Jackson, 1967).

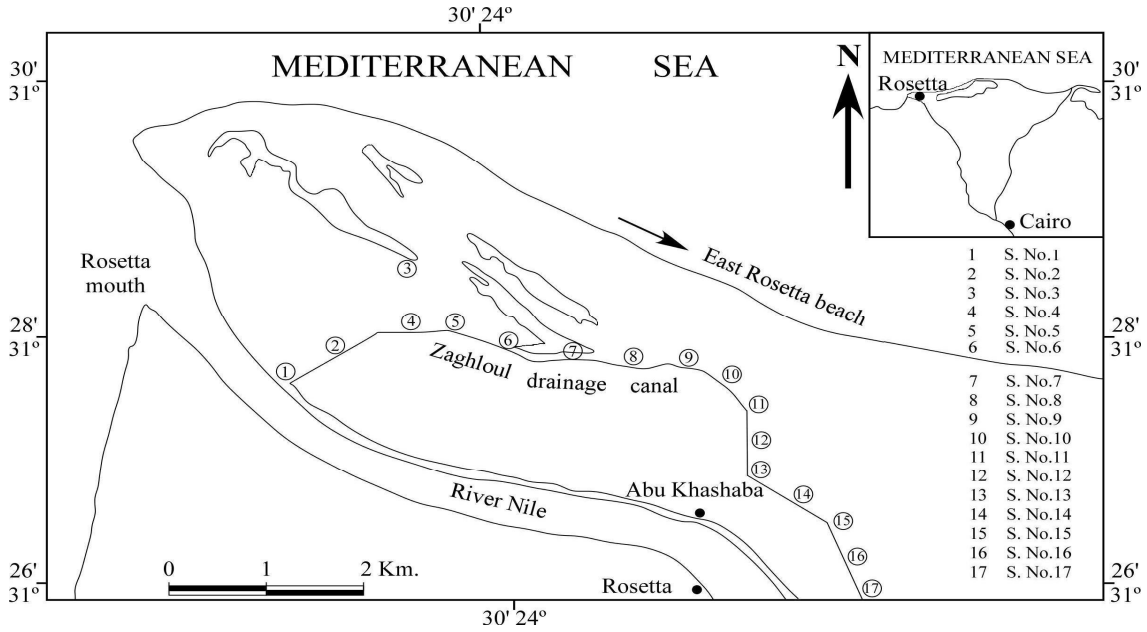


Fig. 1. The location of the studied soil samples

C. Mineralogical analysis

1. Clay mineral identification

Bulk soil samples and oriented clay fractions were analyzed using X-ray diffraction technique using PHILIPS PW 3710/31 diffractmeter. The criteria used for clay mineral identification are those mentioned by Wilson (1987).

2. Heavy liquid minerals identification

Five selected soil samples were chosen for heavy liquid separation. Clay fraction was removed using sementation and decantation method. The cleaned samples were subjected to heavy liquid separation using bromoform (sp. gr. 2.88) which separate the light minerals, mainly of quartz and feldspars from the heavy ones.

D. Geochemical analysis

1. Major oxides and trace elements

The studied soil samples were chemically analyzed for their major oxides following the method of Shapiro and Bannock (1962). The trace elements were analyzed using XRF technique (PHILIPS X' Unique-II spectrometer). CaO-Na_2O-K_2O ternary diagram (Pittijohn *et al.,* 1972) was used for classification of the studied samples. In addition, another ternary relationship between (Fe_2O_3 + MgO), Na_2O and K_2O was used (Blatt *et al.,* 1980).

2. Uranium and thorium analysis

Uranium and thorium were determined using a multichannel analysis of γ- ray detector (gamma ray spectrometer technique).

RESULTS AND DISCUSSION

1. Physico-chemical characteristics of the studied soil samples

Data presented in table 1 indicate that the soil samples show relatively variation in its texture class: sandy, loamy sand, sandy loam, sandy clay loam and clay loam. pH values range between 7.53 to 8.86. The tested soil samples have slight salinity; the EC values were between 0.45 to 2.6 dS/m. The $CaCO_3$ contents ranged between 0.72 to 3.31 %. CEC values ranged between 1.76 and 5.84 $Cmolk^{-1}$ for coarse texture studied soils and between 7.56 and 19.34 $Cmolk^{-1}$ for medium textured ones.

2. Mineralogical investigations

a. Bulk samples analyses

Analysis of the bulk soil samples led to identify the essential minerals in the studied

samples. X-ray diffraction data of some selected soil samples from the studied area are listed in Table 2 and presented in (Fig. 2). The obtained data indicate that quartz and albite minerals are present in all the studied soil samples. Feldspars are present in samples No. 1, 2, 5, 6 and 7 and amphibole in samples No. 6, 7, 11, 12 and 16. Calcite is present in sample No. 17, halite in sample No. 2 and mica in sample No. 7.

It was realized that the presence of quartz mineral in all the studied samples reflects the sandy facies. The presence of calcite in sample No. 17 reflects the calcerous nature of this facies while the presence of halite in sample No. 2 indicates the saliferous behaviour of this facies. It is interesting to note that some clay minerals (kaolinite and montmorillonite) were also detected in the bulk samples (Table 2 and Fig.2).

Table 1

General characteristics of the studied samples

S.N	Particle Size Distribution				EC (ds/m)	PH (1:2.5)	$CaCO_3$	O.M	CEC $Cmolk^{-1}$
	Sand %	Silt %	Clay %	Texture Class			%		
1	46.90	25.11	27.99	Sandy clay loam	1.26	8.07	0.83	0.89	12.70
2	62.55	17.52	19.93	Sandy loam	2.10	7.53	1.14	0.80	7.56
3	75.15	12.40	12.45	Sandy loam	1.60	8.21	2.38	0.30	6.83
4	89.10	5.30	5.60	Loamy sand	2.60	7.94	1.45	0.54	4.69
5	85.85	7.20	6.95	Loamy sand	0.88	8.41	1.34	0.39	3.58
6	91.85	4.56	3.59	Sand	0.67	7.40	1.86	0.61	3.88
7	87.95	6.54	5.51	Sand	1.68	8.86	3.00	0.55	3.86
8	87.40	7.10	5.50	Sand	1.50	8.72	2.38	0.50	3.00
9	90.80	5.21	3.99	Sand	0.45	8.40	1.03	0.72	3.44
10	91.40	4.51	4.09	Sand	1.03	7.72	0.72	0.59	3.23
11	85.00	6.80	8.20	Loamy sand	0.70	8.28	0.72	0.57	5.24
12	81.50	8.90	9.60	Loamy sand	0.85	8.01	2.28	0.52	5.84
13	66.10	16.40	17.50	Sandy loam	1.35	7.96	2.07	0.67	7.09
14	82.70	8.74	8.56	Loamy sand	0.85	8.52	1.76	0.44	5.16
15	82.45	8.51	9.04	Loamy sand	1.43	7.85	3.31	0.03	4.58
16	94.55	3.21	2.24	Sand	0.53	7.91	0.31	0.32	1.76
17	31.05	34.60	34.35	clay loam	0.70	8.05	3.00	1.09	19.34

Table 2

Minerals detected in the studied bulk soil samples

S.N	Quartz	Albite	Feldspar	Amphibole	Calcite	Halite	Mica	Mont.	Kaol.
1	*		*					*	*
2	*		*			*		*	
3	*								
4	*	*							
5	*	*	*	*					
6	*	*	*	*					
7	*	*	*	*			*		
8	*	*						*	
9	*	*						*	
10	*	*							
11	*			*					
12	*			*				*	
13	*	*							
14	*	*						*	
15	*	*						*	
16	*	*		*					
17	*	*			*			*	

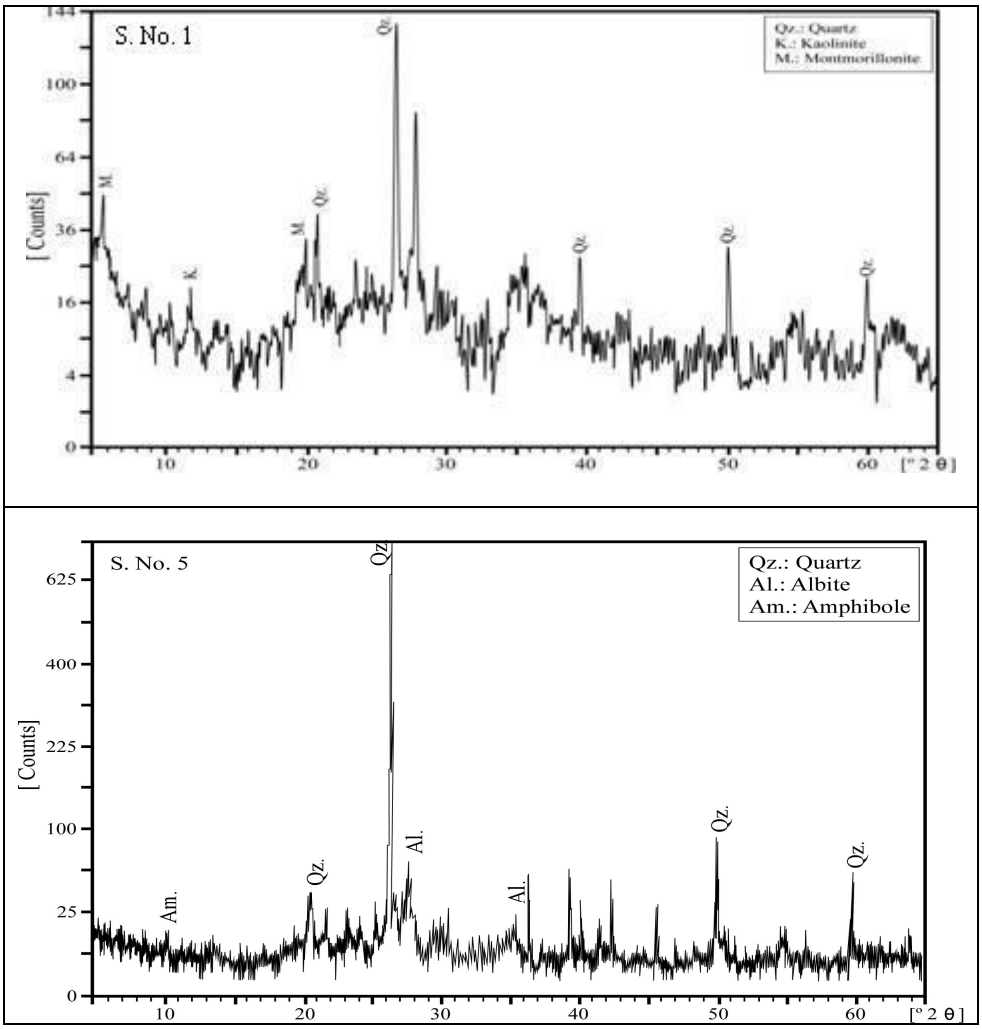


Fig. 2. X-ray diffraction patterns of selected bulk soil samples

b. Clay fractions analyses

X-ray Diffraction analysis of the clay fractions (<2μ) for representative soil samples is shown in Table (3) and presented in Fig. (3). The data indicate that the studied sandy loam and sandy facies (S. No. 3 and 7) contain montmorillonite, kaolinite and illite whereas the sandy clay loam facies (S. No. 1) contain kaolinite and montmorillonite, while clay loam facies (S. No. 17) contain kaolinite.

Table 3

Clay minerals composition of the clay fraction (<2μ)

S.N	Texture	Mont.	Kaol.	Illite
1	S.C.L.	*	*	
3	S. L.	*	*	*
7	S.	*	*	*
17	C.L		*	

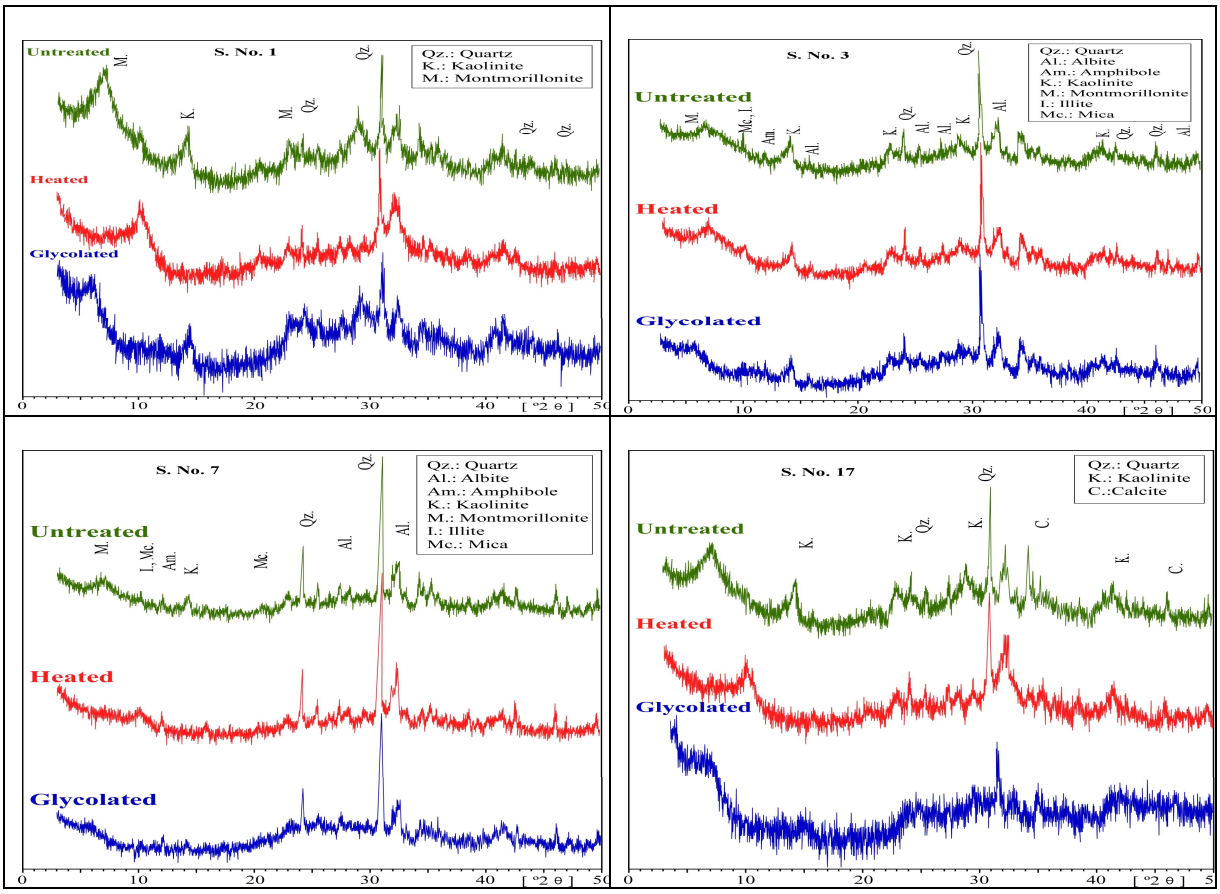


Fig. 3. X-Ray diffraction patterns of some studied clay fractions (< 2μ)

c. Heavy liquid minerals identification

The heavy bromoform fraction in selected studied soil samples ranged from 0.78 % to 12 % with an average 7.32 %. The minerals encountured in descending order of abundance are amphiboles, pyroxenes, ilmenite, magnetite, garnet, zircon, rutile, monazite, sphene and gold (Table 4). The distribution of the haevy minerals shows that amphiboles range from 0.4 % to 5 % with an average 3.23 %, pyroxenes range from 0.1 % to 3 %, ilmenite ranges from 0.13 % to 2.1 %, magnetite ranges from 0.1 % to 1.1 %, garnet ranges from 0.05 % to 0.2%, zircon ranges from 0.05 % to 0.3 %, rutile ranges from 0.1% to 0.2 %, monazite ranges from 0.05 % to 0.1%. Sphene and gold found in low proportion. Generally, our results are in good agreement with findings of Dewedar (1998) and El Hadary (1988).

Table 4

Percentages of some heavy minerals in selected soil samples

S.No.	Total	amphiboles	pyroxenes	ilmenite	magnetite	garnet	zircon	rutile	monazite
1	12	5	3	2.1	1.1	0.2	0.3	0.2	0.1
3	9.05	4	2	1.9	0.8	0.1	0.1	0.1	0.05
7	7.45	3.5	1.4	1.7	0.7	0.09	0.05	-	0.05
17	0.78	0.4	0.1	0.13	0.1	0.05	-	-	-

- not present

In the following, a breif description for each mineral.

Zircon [Zr (SiO_4)]: It occurs as euhedral to subhedral pale yellow crystals mostly prismatic good adamantine luster. Some of the prismatic zircon grains are characterized by bipyramidal terminations (Fig. 4a). The oval, needle, spherical and broken crystals are also observed.

Monazite [(Ce, La, Nd, Th) PO_4]: Monazite presents as euhederal and sometimes subhederal, yellow to reddish brown colours, rounded to subrounded crystals (egg-shaped) with resinous luster (Fig. 4b).

Ilminite ($FeTiO_3$): It presents as angular to subrounded in shape exhibiting smooth or pitted surface with metallic luster (Fig. 4c). Some few grains exhibit rhombohedral forms and iron-black to brownish black colours (Fig. 4d). Leucoxenation appears on the ilmenite grain surfaces and shows different colours as well as their changes in magnetic susceptipities. Leucoxene grains indicate advanced degree of ilmenite alterations.

Rutile: It occurs as subhedral to anhedral prismatic, tabular and elongated crystals of yellowish red, brown to black colours with adamantine luster (Fig. 4.e). Frequently, fragmental and irregular crystals are present. They are commonly subangular to rounded with adamantine luster and roughly pitted surfaces.

Sphene (Ca Ti [SiO_4] (O,OH,F)): Sphene exhibits prismatic, tabular and platy crystals. The colour of sphene ranges from yellowish brown to brown colours. It is translucent mineral crystals with resinous luster (Fig. 4.f).

Garnet ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$): Garnet crystals are observed as angular to subrounded of rosy-pink and Reddish-pink subordinate associated by some brownish yellow and colourless (Fig. 4.g). Some grains are cloudy due to staining or inclusions. Some grain sufaces show little pitting, grooves and cavities.

Gold (Au): Most of gold mineral crystals in the studied samples of East Rosetta area are golden yellow colour, flattened and ductile grains with a plate-like shape and a brilliant metallic luster (Fig. 4h). Some irregular grains also noticed.

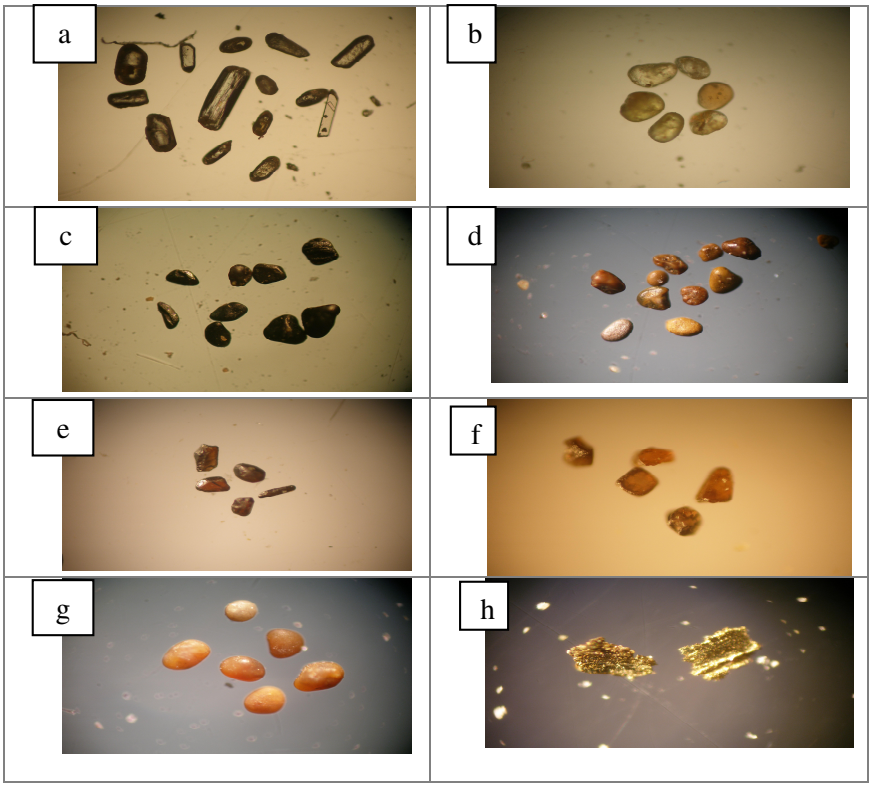


Fig. 4. Plates showing (a – Zircon, b – Monazite, c – Ilminite, d – Leucoxene, e – Rutile, f – Sphene, g – Garnet, h – Gold), X 20

3. Geochemical characterization

The analyzed major oxides, trace elements and uranium and thorium are shown in Table 5. The presence of the SiO_2 and Al_2O_3 oxides in all the studied samples reflects the presence of quartz and/or kaolinite. The presence of kaolinite clay mineral is confirmed by the high K_2O contents in some samples (2, 6 and 7). The high CaO contents in samples (7, 12 and 17) confirm the presence of calcite, while the high contents of Na_2O may indicate the presence of NaCl and/or feldspars. The high Fe_2O_3 in some samples (1, 2, 12 and 17) indicates the presence of hematite. The P_2O_5 contents in some samples (1 and 4) may indicate the presence of the apatite minerals.

Concerning the data of trace elements, the concentration of Nb, Y and Zr may be controlled by the presence of quartz content (sample No.1). The high Sr content (samples No.4 and 16) may mainly be controlled by the high CaO contents (calcite). Vanadium concentrations reached up to 371 and 322 ppm in some samples (No. 1 and 17) when comparing with international value of sandstone. The high V contents in these samples may indicate their loamy facies which are mainly controlled by the presence of clay components.

From the data presented in Fig. 5 for major oxides and Fig. 6 for trace elements, it could be concluded the following results:

1. Sandy soil samples (No. 6, 7, 8, 9, 10 and 16) exhibit enrichment in SiO_2, Sr, Zr and Ba elements while they are depleted in Al_2O_3, MgO and Fe_2O_3 oxides and Nb and Ga compared to sandy clay loam samples.
2. Loamy sand samples (No.4,5,11,12,14 and 15) exhibit enrichment in SiO_2, P_2O_5 and CaO oxide and Ba, V and Zr elements while they are depleted in MgO oxide and Ga and Nb elements compared to clay loam and sandy loam facies.
3. Sandy loam samples (No.2, 3 and 13) exhibit enrichment in Na_2O and K_2O oxides and Ba, V and Zr elements while they are depleted in CaO oxides and Ga, Nb and Cr elements compared to sandy clay loam samples.
4. Sandy clay loam samples (S.No. 1) exhibit enrichment in Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO and P_2O_5 oxides and Cr, Zr, Ba, V and Sr elements and they are depleted in K_2O oxides and Ga, Nb and Y elements compared to sandy samples.
5. Clay loam samples (S.No. 17) exhibit enrichment in Fe_2O_3, Al_2O_3 and CaO oxides and Zr, Ba and Sr elements but they are depleted in P_2O_5 oxides and Ga and Nb elements compared to sandy facies.

Uranium and thorium occur naturally in low concentrations in the studied soil samples. The data presented in Table 5 show that U concentrations in the studied soil samples range between (2-5) ppm with an average of 3.4 ppm. Th contents range between (2-6) ppm with an average of 4.6 ppm.

Geochemical classification of the studied samples

Using CaO-Na_2O-K_2O ternary diagram for classification of the studied soil samples, (Fig. 7a) indicate that most of the sandy samples (No. 6, 7, 9 and 16), loamy sand samples (No. 4, 11 and 14) and sandy clay loam sample (No. 1) are plotted in the greywacke field while loamy samples (No. 5 and 12) and clay loam sample (No. 17) are plotted in Arkose field. The other soil samples are plotted in the middle between greywacke field and Arkose field. It is realized that most of the studied samples are plotted near CaO apex indicating their enrichment by CaO. In addition, using the ternary relationship between (Fe_2O_3 + MgO), Na_2O and K_2O for classification of the studied soil samples (Fig. 7. b) indicate that most of the sandy soil samples (No. 7, 8 and 10) and sandy clay loam sample (No. 1) are plotted in the greywacke field and clay loam sample (No. 17) are plotted in Arkose field while loamy sand facies (No. 4, 5, 11 and 14) distributed equally between greywacke and Arkose field. It is clear that most of the studied soil samples are plotted near (Fe_2O_3 + MgO) apex indicating their enrichment by Fe_2O_3 and MgO.

CONCLUSION

Lithologically, the studied samples can be classified into sand, loamy sand, sandy loam, clay loam and sandy clay loam based on particles size distribution of soils. Mineralogically, the studied samples indicate the presence of quartz in all samples as well as calcite , gypsum and hematite. XRD for the separated clay minerals indicate that the types of the clays are kaolinite, illite and

Table 5

Chemical analysis of the studied soil samples

S.No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Major oxides (%)																	
SiO_2	49.28	46.94	68.97	72.88	67.19	70.19	68.69	69.76	76.80	77.39	72.50	68.50	68.50	73.24	71.06	77.04	56.00
Al_2O_3	14.98	16.68	8.78	6.38	13.99	9.48	6.99	8.37	6.50	8.57	7.01	9.21	10.14	10.30	10.05	7.04	15.24
Fe_2O_3	8.02	8.31	6.07	6.87	5.91	5.88	4.87	6.07	5.99	5.96	7.21	8.79	6.87	5.43	7.56	6.79	9.00
CaO	4.28	4.29	4.38	4.49	5.00	3.68	9.53	5.33	4.07	0.97	4.00	6.15	3.00	4.01	4.00	3.64	5.53
MgO	5.44	2.28	1.28	2.46	1.01	3.33	0.18	1.92	0.30	1.61	3.41	0.91	2.52	1.11	1.41	1.92	2.02
Na_2O	1.48	2.99	1.28	1.48	1.40	1.54	1.66	1.34	1.50	1.40	1.47	1.49	1.23	1.50	1.26	1.11	1.40
K_2O	1.18	2.34	1.08	1.28	1.20	1.36	1.43	1.15	1.29	1.20	1.26	1.28	1.05	1.28	1.10	0.95	1.20
P_2O_5	0.48	0.29	0.19	0.37	0.28	0.26	0.14	0.27	0.22	0.20	0.22	0.25	0.29	0.25	0.20	0.19	0.18
Trace elements (ppm)																	
Cr	114	4	2	117	109	117	103	114	125	4	99	2	88	4	3	71	98
V	371	u.d	u.d	206	193	214	192	194	249	u.d	250	u.d	225	u.d	u.d	137	322
Zr	481	u.d	u.d	684	439	718	471	662	811	u.d	448	u.d	401	u.d	u.d	296	431
Rb	77	u.d	u.d	56	60	45	50	51	55	u.d	63	u.d	59	u.d	u.d	52	69
Ga	31	2	2	15	22	17	12	19	17	2	24	4	28	2	2	15	36
Ba	673	359	252	574	607	478	514	564	557	300	585	204	546	207	235	622	697
Y	56	u.d	u.d	40	39	20	33	32	35	u.d	36	u.d	35	u.d	u.d	33	54
Sr	295	2	2	415	347	299	332	304	379	2	270	2	279	2	2	439	339
Nb	44	u.d	u.d	25	21	17	17	24	23	u.d	28	u.d	24	u.d	u.d	22	31
Radioactives elements (ppm)																	
eU	5	4	4	5	5	3	2	2	3	2	3	4	2	3	4	3	3
eTh	6	6	4	5	4	3	2	6	4	5	6	5	4	4	3	6	5

Note : (u.d .) Under detection limit which estimated at 2 ppm for Ga and Sr and 5 ppm for other measured trace elements.

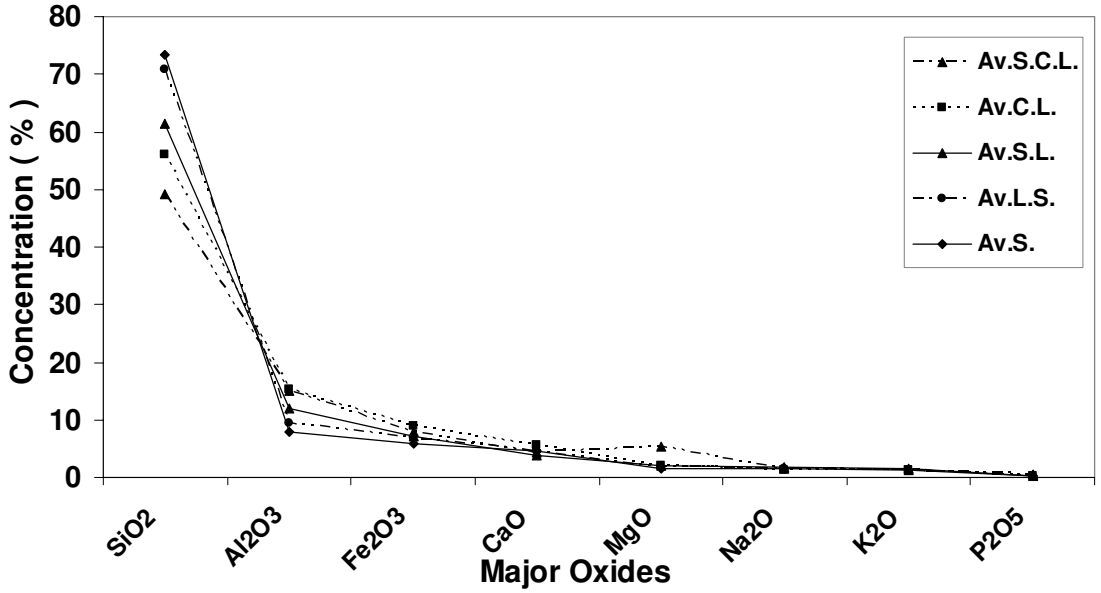


Fig. 5. Major oxides distribution in the studied soil samples

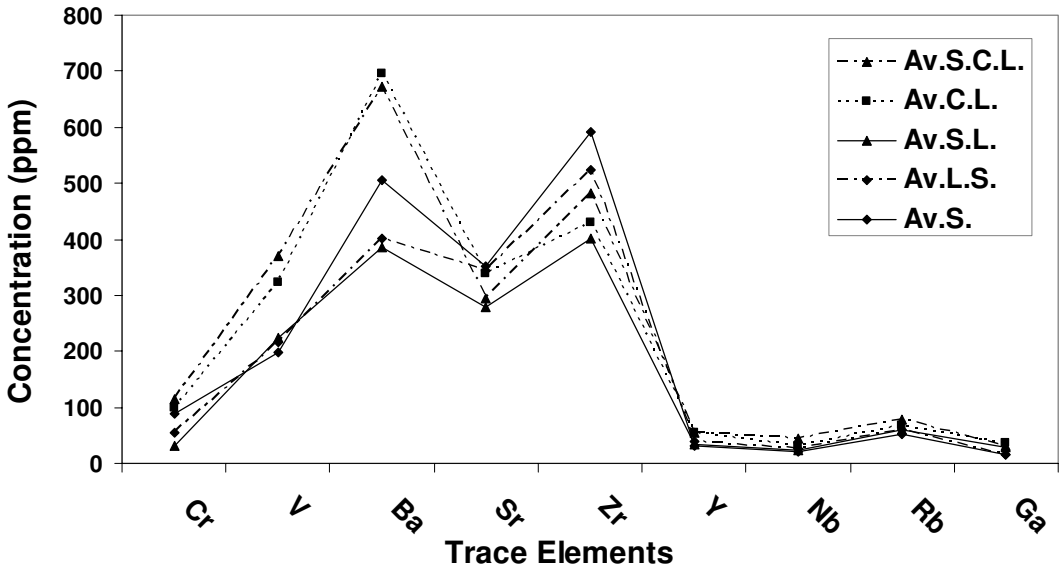


Fig. 6. Trace elements distribution in the studied soil samples

montmorillonite. Geochemically, the analysis of the major oxides confirms the mineralogical constituents of the studied samples. The trace elements: Nb was controlled by quartz content whereas Zn and Co were controlled by the presence of iron. Also, the high Cr, Zn, Cu, Y, V, Ga, Co, Zr, Nb and Rb contents were mainly controlled by the presence of clay components.

The CaO-Na_2O-K_2O ternary diagram and ternary relationship between (Fe_2O_3 + MgO), Na_2O and K_2O indicate that most of the sandy samples are classified as greywacke field while loamy sand facies are classified as Arkose field.

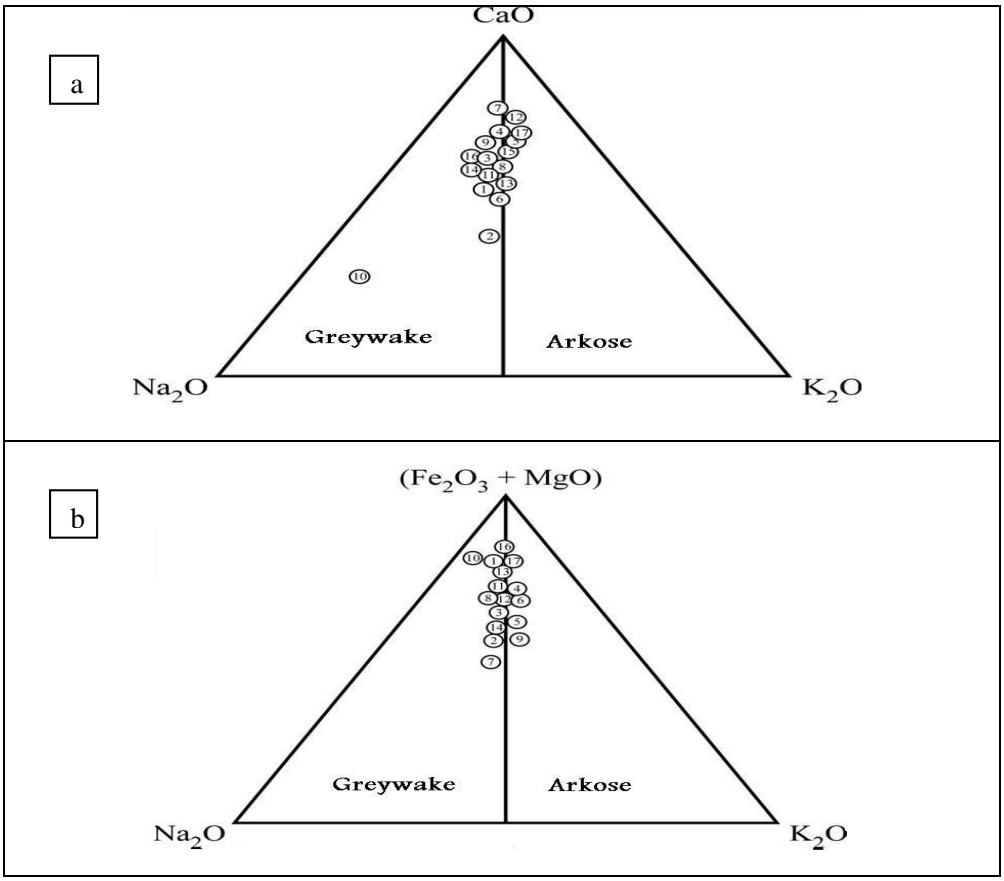


Fig. 7. Ternary classification diagram (a: after Pittijohn et al., 1972) and (b: after Blatt et al., 1980)

REFERENCES

AMMAR, A.A., WASSEF, S.N., MELEIK, M.L., FOUAD, K.M. AND DABBOUR, G.A. 1983. Remote, surface and laboratory detection of radioactive minerals of Rosetta black sand deposits. *Egypt. Imt. J. Remote Sensing*, 4, 739-754.

BLATT , H. 1980. Origin of sedimentary rocks. 2nd edn. Prentice Hall. 750 p.

COTTENIE, A., VERLOO, M., KIEKEN, L., VELGH, G., CAMCRLYNCK, R. 1982. Chemical analysis of plant and Soil. Lab. Anal. Agrochem. State Univ. Ghent. Belgium. 365p.

DABBOUR, G.A. 1995. Estimation of the economic minerals reserves in Rosetta beach sands. *Egypt. Mineral*., 7, 153-166.

DEWIS, J., FERITAS, F., 1970. Physical and chemical methods of soil and water analysis. *Fao, Rom, Soil Bulletin*, 10.

DEWEDAR, A. A., 1998. Comparative studies on the haevy minerals in some black sand deposits from Sinai and East Rosetta with contributions to the mineralogy and economics of their garnets. Ph. D. Thesis. Faculty of science. El Menoufia University. Egypt.

EL HADARY, A.F. 1988. Geologic and radiometric investigations on Abu-khashaba deposites, East Rosetta, Egypt. M.S. c. Thesis. Geology Department. Faculty of science. Cairo University. Egypt.

JACKSON, M.L. 1967. Soil chemical analysis. Prentic-Hall, Inc. Englewood Cliffs, N. J. Library of Congress, USA.

MOUSTAFA, M.I., HEGAB, O.A., EL AGAMI, N.L. 2000. Remarks on the physical, mineralogical features and amenability of the northern coast of Egypt. *Egyptian Mineralogist*, 12, 29-49.

PITTIJOHN, L. 1972. Sand and sandstone: New York . S.F. Fredericc, L. Schwab, secular trends in the composition of sedimentary rock assemblages-archean through Panerozoic time. *Geological Society of America,* 6 (9), 532-536 (1978).

SHAPIRO, L., BANNOCK, W.W. 1962. Rapid analysis of silicate, carbonate. and phosphate rocks *U.S. Geol. surv. Bull*., 1144A, 56.

WILSON, M.J. 1987. X-ray powder diffraction methods, in determinative methods of clay mineralogy. Blacke and Son Ltd. New York.

Reviewer: Sc. D. (geological-mineralogical sciences) E.G.Aliyeva

© Ч.С.Алиев, А.А.Фейзуллаев, Р.Дж.Багирли, Ф.Ф.Велиева, 2012

ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ УРОВЕНЬ ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ РАДОНА В АЗЕРБАЙДЖАНЕ

Ч.С.Алиев, А.А.Фейзуллаев, Р.Дж.Багирли, Ф.Ф.Велиева

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

В статье приводятся методика и результаты впервые выполненных измерений концентрации радона на территории Азербайджана, математическая и статистическая обработка полученных результатов, составленные по этим данным карты распределения объемной активности и аномальных концентраций радона. Показана связь аномалий концентрации радона с глубинными разломами, эпицентрами землетрясений и температурным полем.

Введение

Радон – один из наиболее токсичных и радиоактивных газов. По данным Международного Комитета по радиационной защите на радон и дочерние продукты его распада приходится 50-90% от коллективной дозы облучения. Этот газ не имеет ни запаха, ни вкуса, ни цвета, поэтому его невозможно обнаружить без специальных приборов.

Радон легко выделяется из почвы в воздух, где он распадается на недолговечные продукты, называемые дочерними продуктами радона. При распаде эти дочерние продукты радона выделяют радиоактивные альфа-частицы и прикрепляются к аэрозолям, пылинкам и другим частицам, содержащимся в воздухе. В 1987 году радон и дочерние продукты его распада на основании экспериментальных и эпидемиологических исследований были признаны экспертами Международного Агентства по изучению рака опасными для здоровья человека.

Попадая из атмосферного воздуха в организм человека, радон и дочерние продукты его распада вызывают злокачественные новообразования легких. Широкомасштабные исследования, проведенные в Западной Европе и США, показали, что радон является второй после курения причиной заболеваемости раком легких, а некоторыми исследователями даже как главный фактор риска для рака легких на первое место выдвигается радон и его дочерние продукты распада. По данным наблюдений в одном миллионе домов в США активность радона меняется в пределах от нескольких единиц до более 1000 Бк/м^3, причем в 2% помещений доза радиации соизмерима с той, которую получили жители города Припять в результате аварии на Чернобыльской АЭС в апреле 1986 года.

Проблемой радона занимаются даже в тех странах, которые считаются благополучными в экологическом отношении. В Швеции, например, впервые обратили внимание на рост количества онкологических заболеваний (в том числе рака легких) среди людей, живущих на 1-2 этажах в некоторых районах страны. Было установлено, что в подвальную часть и в жилые помещения зданий, расположенных в этих районах, из нижележащих горных пород поступает газ радон.

В Германии уровень радона в воздушной среде 1% жилых зданий выше 250 Бк/м^3, а в 0,1% – 600 Бк/м^3 (при рекомендованной экспертами Европейского Союза по радиационной защите норме для жилых зданий не превышающей 200 Бк/м^3).

В Словении в рамках Национальной Радоновой Программы в период 1990-1994 было обследовано 730 детских домов и 890 школ, при этом в 47 (6,4%) и 77 (8,7%) из них радоновое облучение превысило допустимую «планку» 400 Бк/м^3 (Радиация: Дозы…, 1990).

Исследования концентрации радона и мероприятий по снижению его уровня проводятся и в других странах Европы.

Результаты радиометрических исследований, проводимых в Азербайджане, показали, что естественное радиационное поле на территории Азербайджана находится в пределах, характерных для горных пород и

почв земного шара, и составляет около 6-8 мкР/ч. При этом установлена связь естественного радиационного поля с геологическим строением территории, проявляющаяся в том, что зоны активных тектонических нарушений характеризуются аномалиями гамма-поля.

Однако с экологической точки зрения особый интерес представляет изучение уровня содержания радона. Но, к сожалению, в Азербайджане исследования естественного уровня радона до сих пор не проводились.

В данной статье рассматриваются результаты впервые выполненных в 2010-2011 годах измерений концентрации радона в жилых и производственных помещениях на территории Азербайджана. Эти исследования проводились при финансовой поддержке Швейцарского Национального Научного Фонда (SNSF) в рамках гранта «Создание кадастра и карты распределения радона в Азербайджане, используя швейцарскую методологию и опыт». Исследования проводились совместно с Radon Competence Centre (RCC), University of Applied Sciences of Southern Switzerland (SUPSI) и Институтом геологии Национальной Академии наук.

Задачи, метод и объем исследований

Основной целью проекта являлись составление радонового кадастра, создание карты объемной активности радона для Азербайджана и ее анализ.

Поставленная цель достигалась путем осуществления ряда мероприятий, а именно: а) ознакомления с опытом решения проблемы радонового загрязнения урбанизированных территорий за рубежом; б) измерения уровня радона на первых этажах жилых и производственных помещений; в) анализа связи выявленного радонового поля с особенностями геологической среды различных регионов Азербайджана.

При содействии SNSF и SUPSI Институту геологии НАНА были предоставлены 2500 радоновых детекторов марки “Gammadata” (рис.1).

Эти дозиметры были установлены преимущественно в жилых домах и на некоторых промышленных объектах различных регионов республики в течение ноября-декабря 2010 года. Время экспозиции – не менее 2-х месяцев. Сбор детекторов проходил в первые месяцы 2011 года. Некоторое количество детекторов (50 шт.) были установлены на нефтяных промыслах Абшеронского полуострова и находились там в период с марта по апрель 2011 года.



Рис. 1. Детектор марки “Gammadata”

При расстановке детекторов заполнялись специально разработанные анкеты, на которых указывались: код дозиметра, время установки и снятия, адрес, координаты, а также тип постройки и материал, из которого был построен дом и т.д. После сбора детекторы были отправлены в Швецию для снятия показаний.

Результаты исследований

Выявленные концентрации радона изменяются в широких пределах: минимальное значение равно 0,32 Бк/м^3, а максимальное – 1109,02 Бк/м^3.

Полученные данные были обработаны с помощью методов математической статистики. На рисунке 2 приведена гистограмма распределения значений радона, которая имеет логнормальный характер, с модальным значением (M_o), равным около 45 Бк/м^3. Верхний порог фона, определенный как $2M_o$, составил около 90 Бк/м^3. Таким образом, значения более 90 Бк/м^3 могут считаться аномальными. Однако учитывая, что в Азербайджане предельно допустимая норма (ПДН) для радона составляет 200 Бк/м^3, то с экологической точки зрения наибольший интерес представляют объекты со значениями радона, превышающими ПДН.

В результате обработки полученных данных были построены карты распределения объемной активности (рис. 3) и карта аномальных концентраций радона (рис. 4) на территории Азербайджана.

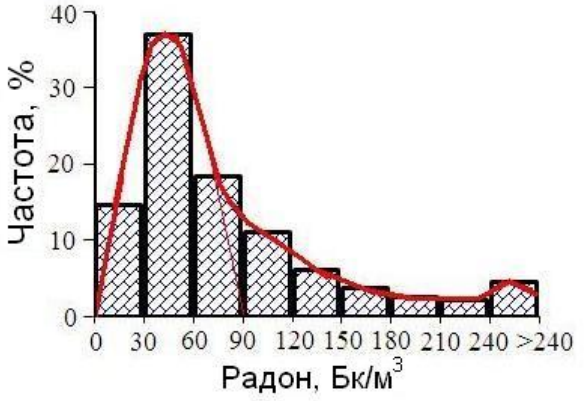


Рис. 2. Гистограмма распределения значений радона на территории Азербайджана

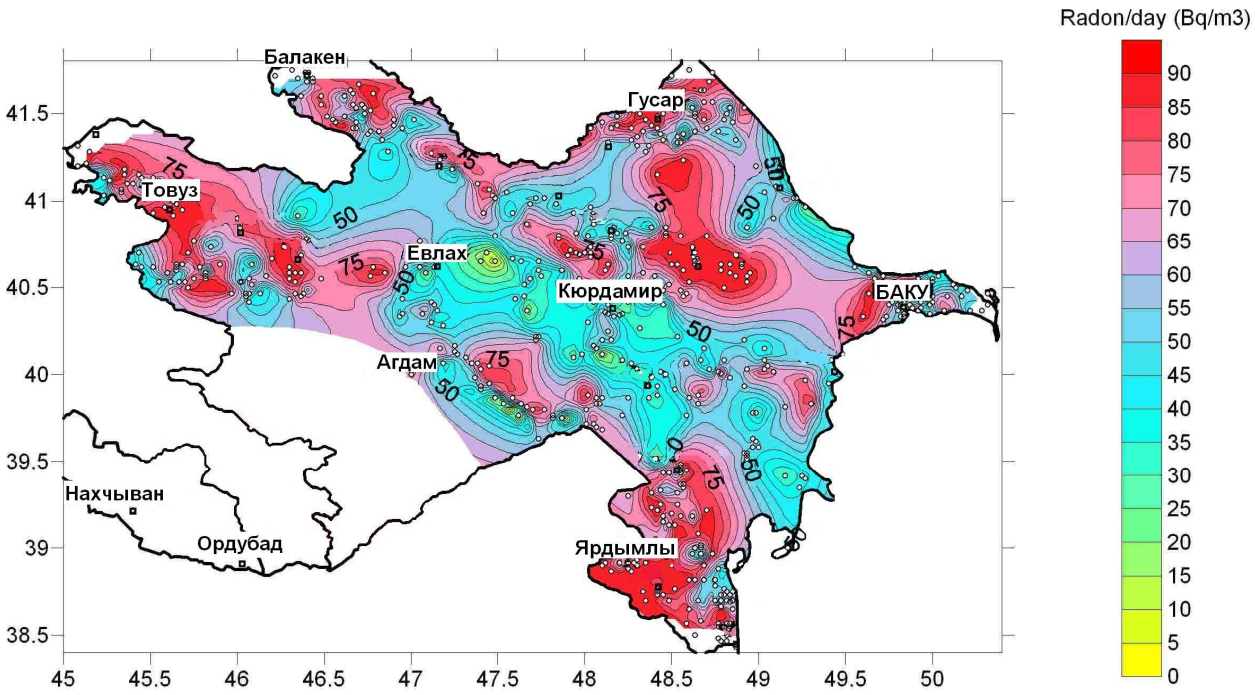


Рис. 3. Карта распределения объемной активности радона на территории Азербайджана

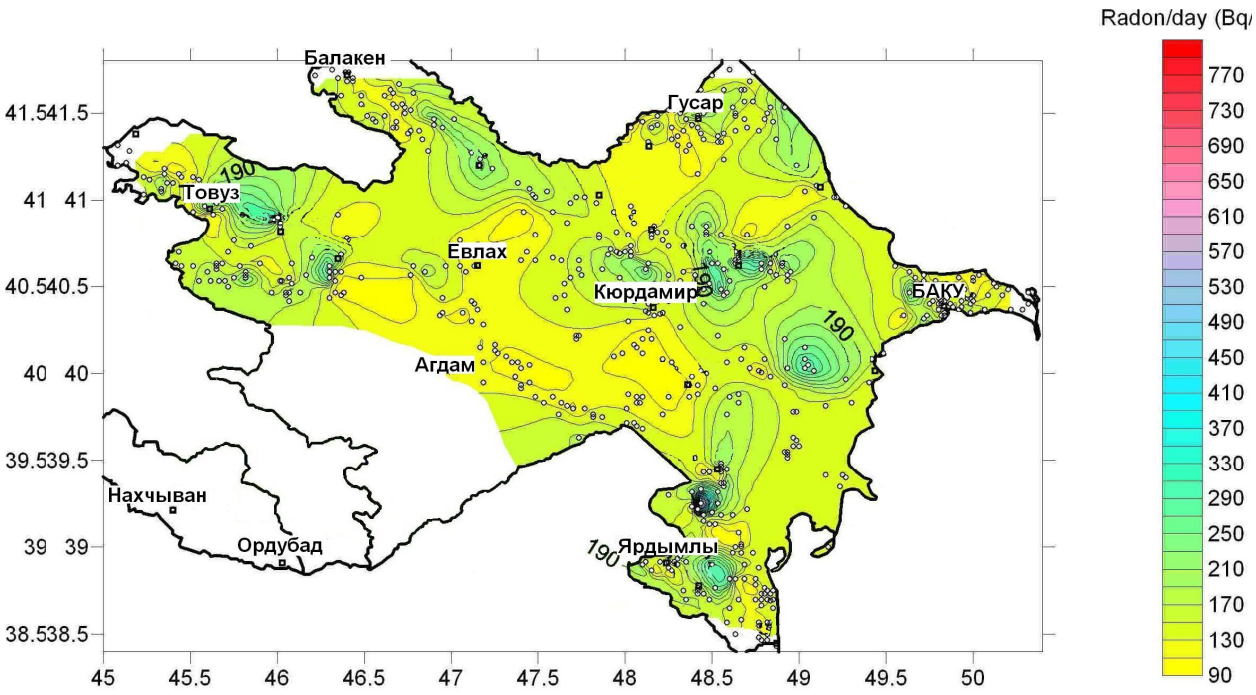


Рис. 4. Карта аномальных концентраций радона на территории Азербайджана

Обсуждение результатов

Анализ представленных карт показывает, что распределение радона в пространстве неоднородно и имеет мозаичный характер. Участки наиболее высоких концентраций приурочиваются к горноскладчатым массивам Большого Кавказа и Талыша, а наиболее низкие – к низменной территории. Исходя из этого, можно предположить, что повышенные концентрации характерны для относительно более древних пород.

Рассматривая влияние на распределение радона других геологических факторов, следует отметить, что радон является компонентом-примесью и выносится из недр на поверхность в составе углеводородных, азотных и углекислых газовых потоков. Преобладающими путями субвертикальной миграции являются высокопроницаемые зоны глубинных разломов, которые, как правило, отражаются повышенным тепловым потоком. Учитывая это, карта аномальных концентраций радона была сопоставлена с глубинными разломами и эпицентрами землетрясений на территории Азербайджана (рис.5) и картой геотермических градиентов для среза глубин 5000 м (рис.6). Это сопоставление выявляет определенную пространственную корреляцию рассмотренных параметров, подтверждая теоретические предпосылки. Так устанавливается тяготение аномальных концентраций радона и температурных аномалий к Западно-Каспийскому и Аджичай-Алятскому и Талышскому глубинным разломам. Широко известным фактом является влияние сейсмической активности на интенсивность флюидных потоков. При сопоставлении карты концентраций радона с картой эпицентров землетрясений на территории Азербайджана (Кадиров и др., 2008) выявлена определенная их пространственная корреляция.

Определенный интерес представляет распределение радона в зависимости от материала, из которого построено здание, и этажа, где установлен детектор. Из таблицы 1 видно, что относительно высокая концентрация радона наблюдалась в домах, построенных из натурального камня. Рассмотрение концентраций отдельно для этажей показало, что нет явно выраженных ожидаемых отличий значений для первого и второго этажей (табл. 2). Повышенные концентрации встречены в обоих случаях. Важно выявить дальнейшими исследованиями их пространственную корреляцию.

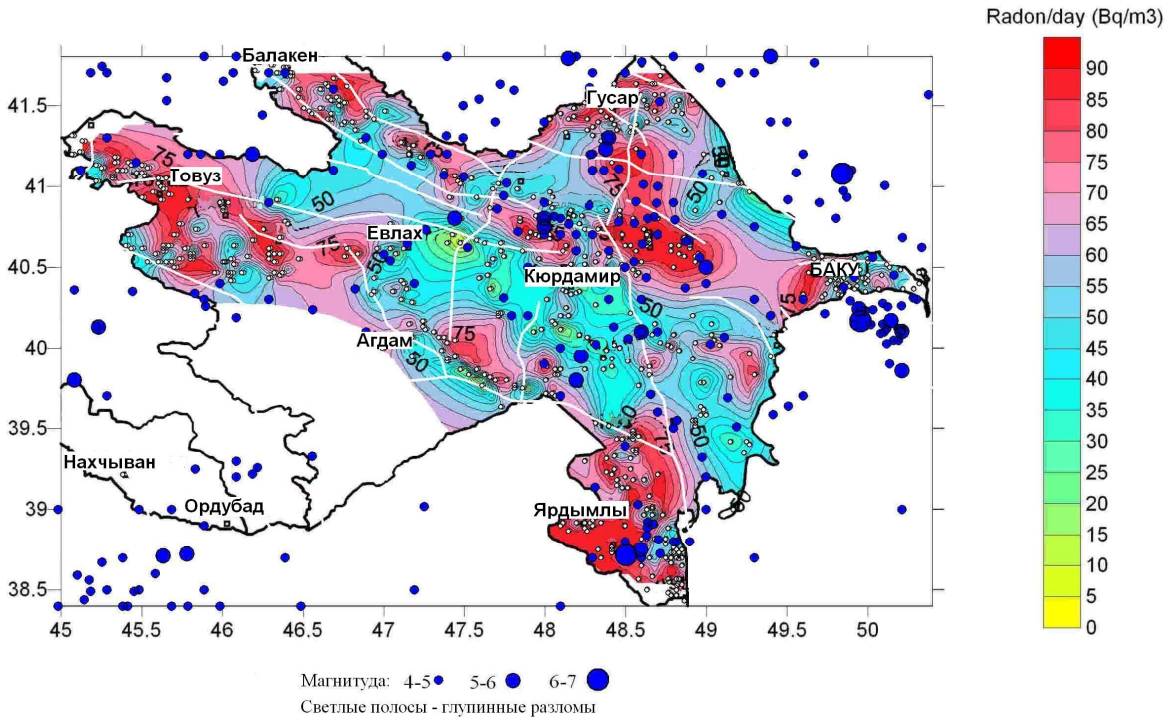


Рис. 5. Карта сопоставления радонового поля Азербайджана с глубинными разломами и с эпицентрами ощутимых землетрясений

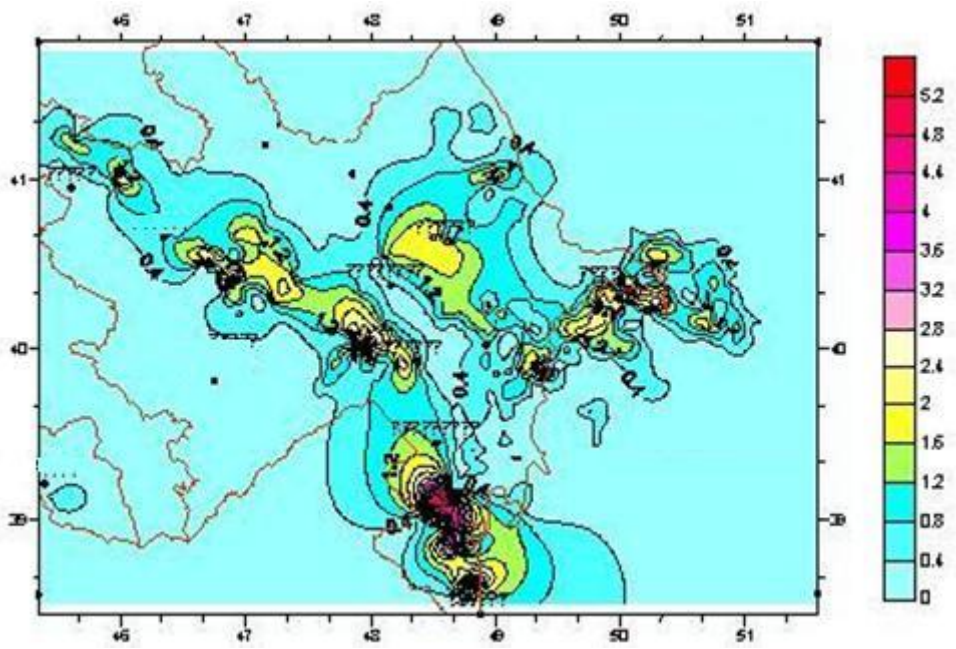


Рис. 6. Карта изменения полных горизонтальных геотермических градиентов для среза глубин 5000 м (по Мухтарову, 2011)

Таблица 1

Материал, из которого построен дом и концентрация радона

Материал конструкции	Кол-во детекторов	%	Концентрация радон, Бк/м^3			
			Максимум	Минимум	Средняя	Осредненная
Дерево	15	0,68	215,56	13,69	70.55	46,82
Речной камень	342	14,99	833,92	0,32	99,63	73,12
Натуральный камень	12	0,52	328,01	51,86	114,38	103,50
Кубик (известняк)	1420	62,23	1014,29	0,32	79,00	54,46
Бетон	40	1,75	253,02	13,32	52,04	36,95
Кирпич	88	3,86	1109,02	5,59	94,50	61.74
Тесаный камень	9	0,39	664,02	19,76	189.95	97,04
Саман	355	15,58	795,72	0,32	88,76	64,81
Всего	2281	100	-	-	-	-

Таблица 2

Этаж, на котором установлен детектор и концентрация радона

Этаж	Кол-во детекторов	%	Концентрация радон, Бк/м^3			
			Максимум	Минимум	Средняя	Осредненная
-1	9	0,44	175,86	28,65	61,51	38,41
1	1561	76,86	1109,02	0,32	90,24	62,20
2	439	21,61	546,96	0,71	68,96	51,97
3	15	0,74	68,24	0,32	24,87	23,99
4	6	0,3	44,83	0,32	23,50	23,20
5	1	0,05	19,30	19,30	19,30	19,30
Всего	2031	100	-	-	-	-

Заключение

На основании выполненных исследований впервые составлена карта распределения объемной концентрации радона в Азербайджане, которая выявляет зоны и участки его значений, превышающих ПДН и могущих представлять опасность здоровью населения.

Выполнен анализ связи выявленных особенностей радонового поля с геологическими условиями. Делается заключение, что в формировании радонового поля Азербайджана участвует комплекс геологических факторов.

Сделанные выводы являются предварительными, работы по анализу выявленного уровня радона в Азербайджане продолжаются и включают нижеследующие задачи:

- анализ связи между уровнем заболевания населения раком легких и распределением радона (совместно с региональными организациями Министерства Здравоохранения Республики);
- разработка и осуществление мероприятий по снижению уровня радоновой опасности.

Благодарности

Авторы выражают благодарность Швейцарскому Национальному Научному Фонду (SNSF) за финансовую поддержку в проведении вышеуказанных исследований, позволивших впервые составить карту распределения объемной концентрации радона в Азербайджане.

Авторы также выражают свою признательность:

- представителям региональных организаций Республиканского Центра гигиены и эпидемиологии Министерства здравоохранения Азербайджана и лично Гашиму Гашимову – руководителю отдела радиационной гигиены вышеназванного Центра;

- сотрудникам региональных центров Республиканского Сейсмологического Центра (Генеральный директор Гурбан Етирмишли);

- руководителю Научного Центра НАНА в городе Шеки Закарии Ализаде и его научному сотруднику Гусейну Мустафабейли.

ЛИТЕРАТУРА

КАДИРОВ, Ф.А., ЕТИРМИШЛИ, Г.Д., КАДЫРОВ, А.Г. 2008. Оценка максимальной магнитуды и интенсивности землетрясений на территории Азербайджана. *Известия НАН Азербайджана. Науки оЗемле*, 36, 81-88.

МУХТАРОВ, А.Ш. 2011. Структура теплового поля осадочного комплекса Южно-Каспийского бассейна. Автореферат диссертации на соискание ученой степени д.г.-м.н. Баку. 43.

РАДИАЦИЯ: ДОЗЫ, эффекты, риск. 1990. Мир. Москва. 79 с.

ГЕОГРАФИЯ

© R.M.Məmmədov, M.A.Abduyev, 2012

AZƏRBAYCAN RESPUBLİKASININ DAĞ ÇAYLARINDAN SU İLƏ TƏMİNATININ EKOLOJİ TƏHLÜKƏSİZLİYİNİN QİYMƏTLƏNDİRİLMƏSİ

R.M.Məmmədov, M.A.Abduyev

Azərbaycan MEA akad. H.Ə.Əliyev adına Coğrafiya İnstitutu
AZ1143, Bakı, H.Cavid prosp., 31

Çay sularının ekoloji təhlükəsizliyi hidrokimyəvi çirklənmə indeksinə görə qiymətləndirilərək müəyyən olunmuşdur ki, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, OBT_5, Si^{2+}, Fe^{3+}, Cu^{2+}, neft məhsulları və minerallaşmanın konsentrasiyası istisna olmaqla digər hidrokimyəvi göstəricilərin kəmiyyəti YVQH-ni keçmir. Çaylar zəif çirklənmiş (II sinif) və çirklənmiş (IV sinif) sularla xarakterizə olunur. Çaylara axıdılan çirkab sularının miqdarı azaldılarsa zəif çirklənmiş sular təmiz, çirklənmiş sular isə mülayim çirklənmiş sularla əvəz olunar ki, bu da respublikanın su ilə təminatının ekoloji təhlükəsizliyini indikindən daha etibarlı təmin etmiş olar.

Problemin açıqlanması. Təbiətdə suyun keyfiyyəti fiziki-coğrafi amillərin (iqlim, relyef, torpaq və bitki örtüyünün xarakteri, axımın sahəsi və onun xüsusiyyəti, meşəlilik) birliyi, sututarda gedən bioloji proseslər və insanın fəaliyyəti (axımın tənzimlənməsi, çirkab sularının axıdılması, gəmiçilik və s.) ilə müəyyən olunur. Suyun ekoloji təhlükəsizliyi dedikdə onun əlamətlərinin birliyinin - ion, molekul, kolloid və asılı vəziyyətdəki qatışıqların (mineral və orqanik maddələrin), həmçinin radionuklidlərin izotop tərkibinin yol verilən qatılıq həddində (YVQH) olması başa düşülür. Suyun ekoloji təhlükəsizliyi həyatın keyfiyyətini müəyyən edir. Təmiz su sağlam həyat tərzinin və ekoloji təhlükəsizliyin təminatçısı hesab olunur. Çirklənmiş su müharibə və digər zorakılıq formaları ilə müqayisədə daha çox insanı məhv edir. Keyfiyyətsiz sudan istifadə ilə əlaqədar hazırda dünyada 5 milyard insanı su təhlükəsi gözləyir. BMT-nin hesablamalarına görə, hər il 5 yaşınadək olan 1,8 milyon uşaq (yəni hər 20 saniyədə bir uşaq) keyfiyyətsiz su ilə əlaqədar yaranan xəstəliklərdən tələf olur. Həyat təminatçısı olan su mənbələrinə (çay və dənizlərə) hər gün 2 milyard tona yaxın çirkab suları axıdılır ki, bunlar müxtəlif xəstəliklərin yaranmasına və ekosistemə ciddi zərbə vurur. Məhz bunun nəticəsidir ki, dünyadakı xəstələrin yarıdan çoxu keyfiyyətsiz su ilə bağlı yaranmış xəstəliklərdən müalicə olunur. Odur ki, sağlamlıq və ətraf mühit üçün təhlükəli olan keyfiyyətsiz suyu təmiz, təhlükəsiz və iqtisadi baxımdan səmərəli ehtiyata çevirmək XXI əsrdə dünya ictimaiyyətinin bir nömrəli vəzifəsi hesab olunur.

Məlumatların analizi. Təbii suların ekoloji təhlükəsizliyi fiziki, kimyəvi və sanitar-gigiyenik göstəricilərə görə qiymətləndirilir. Fiziki göstəricilərə temperatur, asılı maddələr, parlaqlıq, iy və dad aiddir. Çay sularının temperaturu fəsillərdən asılı olaraq 0,1-30^{0}C arasında dəyişir. Parlaqlıq və bulanlılıq sudakı asılı maddələrin (qum, gil, plankton, yosun) miqdarı ilə xarakterizə olunur. Suyun parlaqlığı orqanik maddələrin (humus, zülal, orqanik turşular, zoo və fitoplanktonların parçalanma məhsulları) mövcudluğundan asılı olur. Suyun kimyəvi keyfiyyəti ion tərkibi, codluq, qələvilik, oksidləşmə, hidrogen ionunun fəal reaksiyası (pH), quru qalıq, minerallaşma, hidrogen sulfid, xlor, karbonata görə qiymətləndirilir.

Suyun ekoloji təhlükəsizliyinin YVQH təyin olunmuş bütün göstəricilərə görə (bunlar 900-dən çoxdur) qiymətləndirilməsi mümkün deyildir. Rusiya və dünya təcrübəsinin təhlili göstərir ki, su obyektlərinin hidrokimyəvi rejiminin formalaşmasına daha çox təsir göstərən maddələrin öyrənilməsi ilə bu vəziyyətdən çıxmaq olar (Гагарина, 2009). Bu baxımdan Azərbaycanın çay sularının ekoloji təhlükəsizliyinin hidrokimyəvi göstəricilərə görə qiymətləndirilməsi vilayətlər üzrə aparılmışdır. Qiymətləndirilmənin nəticələri 1-ci cədvəldə verilmişdir.

1-ci cədvəl

Azərbaycanın çay sularının ekoloji təhlükəsizliyinin hidrokimyəvi göstəricilərə görə qiymətləndirilməsi

Komponentlər	Böyük Qafqaz vilayətinin çayları	Kiçik Qafqaz vilayətinin çayları	Naxçıvan MR-in çayları	Lənkəran təbii vilayətinin çayları	Balıqçılıq üçün YVQH
İy, balla	1	1	1	1	2
Parlaqlıq, dərəcə	1-14	2-20	6-20	4-24	200
Asılı maddələr, mq/l	14-7980	8-5660	92-2023	4-1330	-
Hidrogen göstəricisi, pH	7,57-8,88	7,36-8,78	7,62-8,46	6,99-8,45	6,5-8,5
Həll olmuş oksigen (O_2), mq/l	5,72-12,82	6,51-11,74	8,30-12,01	7,08-11,90	<4,0
Maqnezium (Mg^{2+}), mq/l	4,9-28,4	5,1-28,9	5,4-28,3	4,7-17,8	40
Xlor (Cl), mq/l	1,2-28,2	1,4-84,3	3,0-127,9	2,8-2677,9	300
Sulfat (SO_4^{2-}), mq/l	11,0-287	55-540,9	10-189,5	18,2-390,1	100
Minerallaşma, mq/l	214-746	214-1073	366-760	181-4655	1000
Ümumi codluq, mq-ekv/l	2,15-6,72	2,52-8,82	2,35-6,65	1,84-42,21	10
Kalsium (Ca^{2+}), mq/l	22,1-100,9	34,1-451,3	38,3-101,2	27,4-831,1	180
Bixromat oksidləşmə, OKT, mq/l	2,2-20,9	3,9-29,2	3,1-15,3	2,0-24,1	30
Oksigenə olan biokimyəvi tələbat, OBT_5, mq/l	0,22-2,98	0,32-3,92	0,50-1,97	0,22-1,66	2,0
Ammonium (NH_4), mq/l	0,01-0,12	0,01-0,10	0,01-0,06	0,01-0,10	0,5
Nitrit (NO_2–), mq/l	0,001-0,058	0,001-0,013	0,001-0,035	0,001-0,039	0,08
Nitrat (NO_3–), mq/l	0,10-3,30	0,31-10,49	0,16-1,58	0,10-0,82	40
Fosfor (P), mq/l	0,008-0,282	0,013-0,283	0,039-0,150	0,07-0,89	2,0
Silisium (Si), mq/l	0,9-12,2	2,1-17,5	2,0-7,5	5,0-14,0	10
Ümumi dəmir (Fe), mq/l	0,01-0,25	0,02-0,54	0,02-0,19	0,03-0,46	0,1
Neft məhsulları, mq/l	0,01-0,23	0,01-0,15	0,01-0,17	0,01-0,18	0,05
Mis (Cu^{2+}), mq/l	0,006-0,021	0,07-0,02	0,01-0,011	0,07-0,010	0,001

Cədvəldəki məlumatların təhlili göstərir ki, respublikanın çay sularının iyi 2 ballıq normaya görə 1 bal təşkil edir. Suların parlaqlıq göstəriciləri YVQH-nin 200 kəmiyyətinə qarşı $1\text{-}24^0$ arasında dəyişir. İçməli su üçün YVQH platin-kobalt diskinə görə 35^0 təşkil edir. Qaydalara uyğun olaraq təsərrüfat-məişət məqsədilə istifadə olunan suyun tərkibində asılı maddələrin miqdarı 0,25-0,75 mq/dm^3 çox olmamalıdır. Azərbaycanın çay sularında asılı maddələrin miqdarı qeyd edilən kəmiyyəti dəfələrlə üstələyərək 4-7980 mq/l arasında dəyişir. Suyun ekoloji təhlükəsizliyinin əsas göstəricilərindən biri hidrogen ionunun konsentrasiyası (pH) hesab olunur. Su bitkilərinin və orqanizmlərinin inkişafı və həyat fəaliyyəti, elementlərin müxtəlif miqrasiya formalarının dayanıqlığı pH-ın miqdarından asılıdır. pH-ın miqdarı həm də biogen elementlərin müxtəlif forma-

larının çevrilmə prosesinə təsir edir və çirkləndirici maddələrin toksikliyini dəyişdirir. Respublikanın çaylarında pH-ın kəmiyyəti 6,99-8,88 arasında dəyişdiyindən, çay suları zəif qələvi və qələvi xassəyə malik olur. Suyun ekoloji təhlükəsizliyinə qoyulan qaydalara görə, əsas su istehlakı sahələrində pH-ın kəmiyyəti 6,5-8,5 həddindən kənara çıxmamalıdır.

Səth sularında həll olmuş oksigenin miqdarı 4 mq/l normaya qarşı fəsli və sutkalıq tərəddüdə məruz qalaraq 6,6-12,01 mq/l arasında dəyişir. Sutkalıq tərəddüd tələbatdan asılı olaraq 2,5 mq/l-ə çata bilir. Qış və yay dövründə oksigenin paylanması stratifikasiya xarakteri daşıyır. Oksigen çatışmazlığı orqanik maddələrin yüksək konsentrasiyası müşahidə olunan sututarlarda nəzərə çarpır. Oksigenin konsentrasiyası oksidləşmə-bərpa potensialının kəmiyyətini, orqanik və qeyri-orqanik birləşmələrin kimyəvi və biokimyəvi oksidləşmə prosesinin sürətini və istiqamətini təyin edir. Oksigen rejimi su orqanizmlərinin həyatına güclü təsir qöstərir. Həll olmuş oksigenin minimal kəmiyyəti balıqların normal inkişafı üçün 5 mq/l olmalıdır. Azərbaycanın çaylarında həll olmuş oksigenin miqdarı 5,72-12,82 mq/l arasında dəyişməklə, oksigen çatışmazlığı müşahidə olunmur.

Təbii sututarlarda suyun ekoloji təhlükəsizliyini müəyyən edən çoxsaylı amillərdən biri də çay axımı və atmosfer yağıntıları ilə sututara daxil olan biogen elementlərin miqdarıdır. Biogen maddələrə su orqanizmlərinin həyat fəaliyyəti ilə əlaqədar olan, suda həyatın mövcudluğunu təmin edən orqanizmlər aiddir. Biogen elementlərə fotosintez prosesində bitkilərin həyatı üçün qida maddələri kimi lazım olan qeyri-üzvi mənşəli azot birləşmələri (nitritlər, nitratlar, fosfor, silisium, dəmir və s.) aiddir.

Nitritlər (NO_2^-) qeyri-üzvi mənşəli dayanıqsız azot birləşməsi olub, ammoniumun azot turşusuna çevrilməsi mərhələsində əmələ gəlir. Bu göstəriciyə görə, Azərbaycanın çay suları təmiz sular sinfinə (0,06 mq/l-dən az) uyğun gəlir. Təbii sularda nitrit ionunun miqdarı az olub, əksəriyyət hallarda YVQH-ni keçməyərək, 0,56 mq/l-ə çatır. Tədqiq etdiyimiz çaylarda bu ionun miqdarı 0,001-0,058 mq/l arasında dəyişir.

Nitratlar (NO_3^-) azotun qeyri-üzvi birləşmə forması olub, orqanik maddələrin son mineralləşma məhsulu və əsas sanitar göstəricisi hesab olunur. Suyun tərkibində nitratın konsentrasiyası 0,5 mq/l-dən az olduqda biokimyəvi prosesin pozulması baş vermir. Təbii sularda nitratın YVQH 40 mq/l təşkil etdiyi halda, Azərbaycanın çay sularında onun konsentrasiyası xeyli kiçik olub, 0,10-10,49 mq/l təşkil edir (1-ci cədvəl).

Fosfor birləşmələrinin miqdarı fotosintez prosesinin intensivliyi ilə orqanik maddələrin biokimyəvi oksidləşməsinin nisbətindən asılıdır. Fosforun konsentrasiyası vilayətlərin heç birinin çay sularında YVQH (2 mq/l) keçməyərək 0,008-0,89 mq/l arasında dəyişir.

Silisiumun miqdarı YVQH-ni (10 mq/l) Böyük Qafqaz, Kiçik Qafqaz və Lənkəran təbii vilayətlərinin çaylarında keçdiyi halda, Naxçıvan MR-də onun miqdarı YVQH-dən kiçik olub, 2,0-7,5 mq/l arasında dəyişir.

Dəmir təbii səth sularında həll olmuş və kolloid formada olur. Həll olmuş dəmir iki və üçvalentli dəmir birləşmələri ilə təmsil olunaraq, ion formasında, qeyri-üzvi və üzvi maddələrin hidrokompleksləri şəklində olur. Azərbaycanın çaylarında dəmirin konsentrasiyasının yuxarı həddi YVQH-ni (0,1 mq/l) üstələyərək 0,01-0,54 mq/l-ə çatır.

Neft məhsullarının miqdarı tədqiq olunan çay sularında 0,01-0,23 mq/l arasında dəyişir. Onun yuxarı həddi YVQH-ni (0,05 mq/l) 3-4,6 dəfə üstələyir (1-ci cədvəl).

Çay sularının tərkibindəki qeyri-üzvi maddələr (sulfat, xlor anionları və kalsium, maqnezium kationları) təbii suların minerallaşmasının əsas hissəsi olub, mənşəyinə görə su ilə təmasda olan torpaq və qruntla sıx bağlıdır. Bütün təbii sularda əsas anionlardan biri olan sulfatın aşağı həddi Azərbaycanın çay sularında YVQH-dən (100 mq/l) 1,8-10 dəfə az olsa da, yuxarı həddi 1,9-5,4 dəfə çoxdur (1-ci cədvəl).

Xlor, əsasən, yüksək minerallaşmış sularda üstünlük təşkil edən aniondur. Digər anionlardan fərqli olaraq, xlor daha çox miqrasiya qabiliyyətinə malik olur ki, bu da onun yaxşı həll olması və su orqanizmləri tərəfindən istehlak olunması ilə bağlıdır. Xlorun konsentrasiyasının tərəddüdü səth sularının çirklənmə meyarı kimi istifadə olunur. Təbii sularda xlor anionu əksəriyyət hallarda YVQH-dən (300 mq/l) dəfələrlə kiçik olub, 15,2 mq/l təşkil edir. Azərbaycanın çaylarında xlorun miqdarı, İstisuçay istisna olmaqla (2677,9 mq/l), digər çaylarda YVQH-dən aşağı olub, 1,2-127,9 mq/l arasında dəyişir.

Təbii suların codluğu kalsium və maqnezium ionlarının cəmi ilə müəyyən olunur. Tədqiq olunan çaylarda maqneziumun miqdarı YVQH-

dən (40 mq/l) kiçik olub, 4,7-28,9 mq/l arasında dəyişir. Kalsiumun miqdarının yuxarı həddi Kiçik Qafqaz və Lənkəran təbii vilayəti çaylarında YVQH-ni (180 mq/l) müvafiq olaraq 2,5 və 4,6 dəfə üstələyir. Səth sularının ümumi codluğu adətən 4 mq.ekv/l-dən kiçik olduğundan, yumşaq sular hesab olunur. Azərbaycanın çay sularının ümumi codluğu 2,15-8,82 mq.ekv/l arasında dəyişərək YVQH-ni (10 mq.ekv/l) aşmır. Yalnız İstisuçayın ümumi codluğu 42,21 mq.ekv/l-ə çataraq, YVQH-ni 4,2 dəfə üstələyir.

Tədqiq olunan çaylarda minerallaşma 181-4655 mq/l arasında dəyişir. İçməli suların ekoloji təhlükəsizliyinə qoyulan gigiyenik qaydalara görə, minerallaşma 1000 mq/l-dən çox olmamalıdır. Minerallaşmanın YVQH-dən yüksək kəmiyyəti Kiçik Qafqaz (Oxçuçay, Ağstafaçay, Tovuzçay) və Lənkəran təbii vilayətinin çaylarında (Viləşçay, İstisuçay) müşahidə olunur.

Ammonium ionunun miqdarı səth sularında 0,01-1,18 mq/l arasında dəyişir. Azərbaycanın çaylarında ammoniumun konsentrasiyası YVQH-dən (0,5 mq/l) dəfələrlə kiçik olub, 0,01-0,12 mq/l təşkil edir.

Bixromat oksidləşmə suda olan orqanik maddələrin oksidləşməsi üçün lazım olan oksigenin miqdarı haqqında təsəvvür yaradır. Tədqiq etdiyimiz çaylarda bixromat oksidləşmə 2,0-29,2 mq/l arasında tərəddüd edir ki, bu da YVQH-dən (30 mq/l) aşağıdır.

Oksigenə olan biokimyəvi tələbat (5 sutka ərzində) Azərbaycan çaylarında 0,22-3,92 mq/l arasında dəyişir. Onun kəmiyyəti Naxçıvan MR və Lənkəran təbii vilayəti çaylarında YVQH-dən (2,0 mq/l) aşağı olsa da, Böyük və Kiçik Qafqaz çaylarında həmin həddi 2 dəfəyədək üstələyir. Səth sularında OBT_5 kəmiyyəti adətən 0,5-4 mqO_2/l arasında dəyişərək, fəsli və sutkalıq tərəddüdə məruz qalır. Sututarın kateqoriyasından asılı olaraq OBT_5‹ 3mqO_2/l olduqda təsərrüfat-içməli, OBT_5‹ 6 mqO_2/l olduqda isə təsərrüfat-məişət və mədəni məqsədlər üçün istifadəyə yararlı hesab olunur.

Beləliklə, Azərbaycanın çay suları hidrokimyəvi nöqteyi-nəzərdən şirin, hidrokarbonatlı, kalsiumlu, neytral, zəif qələvi və qələvi sular kimi xarakterizə olunur. Təyin olunan maddələrin əksəriyyətinin konsentrasiyası YVQH-də olduğundan, çay suları qənaətbəxş hesab oluna bilər.

Hidrokimyəvi çirklənmə indeksinin qiymətləndirilməsi. Səth sularının ekoloji təhlükəsizliyinin qiymətləndirilməsi sistemində suyun hidrokimyəvi çirklənmə indeksindən (SÇİ) geniş istifadə olunur (Метод комплексной оценки…, 2002):

$$\text{SÇİ} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\frac{C_i}{YVQH}$$

Burada C_i-komponentin konsentrasiyası; n-indeksin hesablanması üçün göstəricilərin sayı; YVQH normativə görə yol verilən qatılıq həddidir. Çirklənmə indeksi YVQH-ni keçən inqrediyentlərin orta kəmiyyətini ifadə edir. SÇİ orta hesabla 6 indeksə (O_2, OBT_5 və YVQH-dən çox olan 4 çirkləndiriciyə) görə hesablanır. Bu onunla əlaqədardır ki, suyun çirklənməsi YVQH-ni keçən 1-2 maddəyə görə baş verə bilər. Digərləri isə onunla müqayisədə əhəmiyyətsiz ola bilər. Nəticədə ortalaşma zamanı SÇİ kiçik qiymət alır. Bu çatışmazlığı aradan qaldırmaq üçün suyu çirkləndirən əsas çirkləndiricilər nəzərə alınmalıdır. Azərbaycan çayları üçün bunlara orqanik maddələrin birləşmələri, ümumi dəmir, ammonium azotu, neft məhsulları və mis aid ola bilər.

SÇİ-nin kəmiyyətindən asılı olaraq sular aşağıdakı keyfiyyət siniflərinə bölünür (2-ci cədvəl).

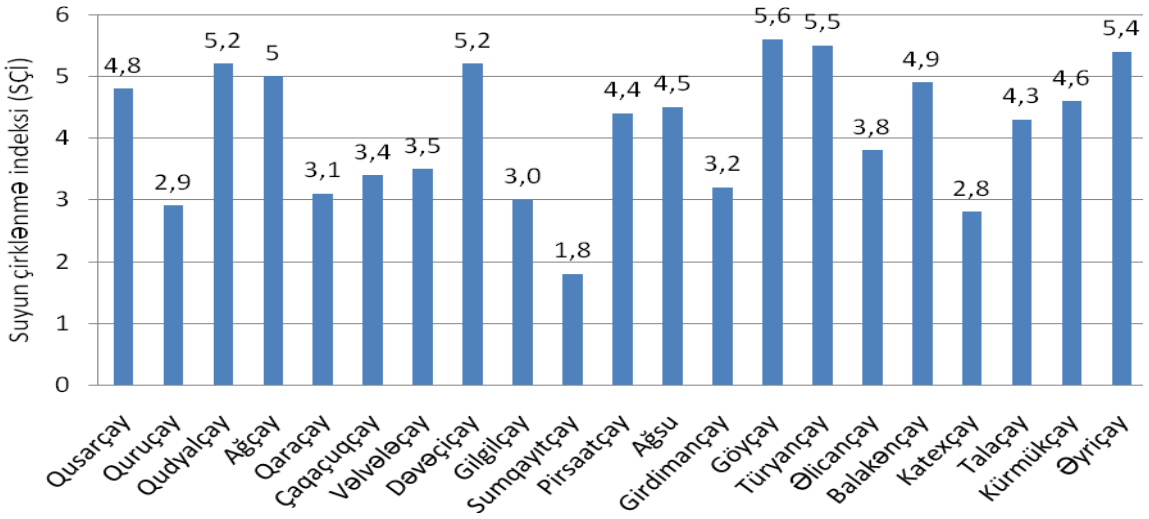
2-ci cədvəl

Suyun keyfiyyət sinfi ilə çirklənmə indeksinin asılılığı

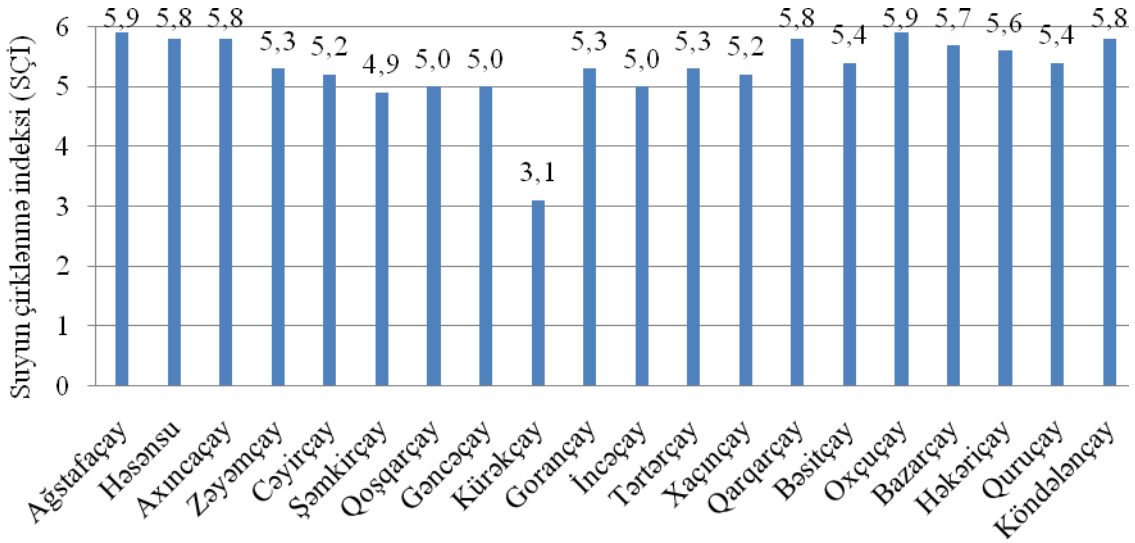
Su	SÇİ-nin qiyməti	Suyun keyfiyyət sinfi
Təmiz	0 - 1	I
Zəif çirklənmiş	1 - 2	II
Mülayim çirklənmiş	2 - 4	III
Çirklənmiş	4 - 6	IV
Güclü çirklənmiş	6 - 10	V
Fövqəladə çirklənmiş	› 10	VI

Apardığımız tədqiqat göstərir ki, Azərbaycanın çay sularında SÇİ-nin qiyməti 1,8-5,9 arasında dəyişir ki, bu da zəif çirklənmiş (II sinif) və çirklənmiş (IV sinif) sulara uyğun gəlir. Böyük Qafqaz vilayəti çaylarından yalnız Sumqayıtçayda SÇİ 1,8-ə bərabər olduğundan bu çayın suyu yuxarı axında zəif çirklənmiş olmaqla II sinif sulara aid olur. Vilayətin 9 çayında SÇİ-nin qiyməti 2-4 arasında dəyişdiyindən, həmin çayların suları mülayim çirklənmiş olmaqla III sinfə uyğun gəlir. 17 çayda SÇİ-nin qiyməti 4-6 arasında dəyişərək çirklənmiş sulara və IV keyfiyyət sinfinə aid olur (1-ci şəkil).

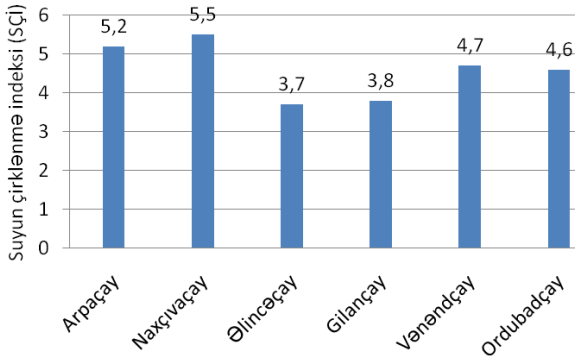
Kiçik Qafqaz və Naxçıvan MR-in çaylarında suyun keyfiyyəti III və IV sinfə uyğun gəldiyindən mülayim çirklənmiş və çirklənmiş sulara aid olur. Kiçik Qafqazda yalnız Kürəkçayda SÇİ-nin qiyməti 3,1-ə bərabər olduğundan həmin çayın suları mülayim çirklənmiş, digər çaylarda (19 çayda) isə SÇİ-nin qiyməti 4,9-5,9 arasında dəyişdiyindən çirklənmiş sulara uyğun gəlir. Naxçıvan MR-in çaylarından Gilançay və Əlincəçayda SÇİ 3,7-3,8-ə bərabər olmaqla, mülayim çirklənmiş, digər çaylarda (4 çayda) isə 4,6-5,5 arasında dəyişməklə çirklənmiş sulara aid olur (2-ci və 3-cü şəkillər).



1-ci şəkil. Böyük Qafqaz təbii vilayəti çaylarında suyun çirklənmə indeksinin (SÇİ) diaqramı

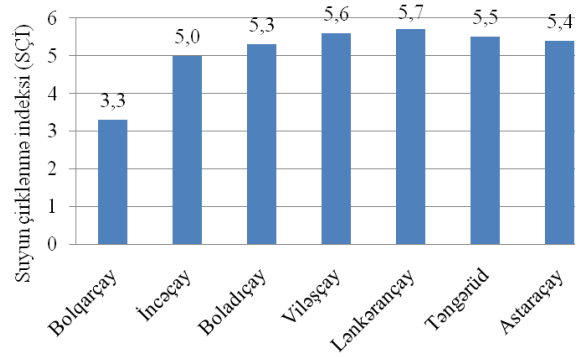


2-ci şəkil. Kiçik Qafqaz çaylarında suyun çirklənmə indeksinin (SÇİ) diaqramı



3-cü şəkil. Naxçıvan MR-in çaylarında suyun çirklənmə indeksinin (SÇİ) diaqramı

Lənkəran təbii vilayəti çaylarında suyun çirklənmə indeksinin kəmiyyəti 3,3-5,7 arasında dəyişir. Burada yalnız Bolqarçayın suyu mülayim çirklənmiş, keyfiyyəti isə III sinifə uyğun gəlir. Vilayətin digər çaylarının (6 çayın) suları çirklənmiş hesab olunaraq, keyfiyyəti IV sinifə uyğun gəlir (4-cü şəkil).



4-cü şəkil. Lənkəran təbii vilayəti çaylarında suyun çirklənmə indeksinin (SÇİ) diaqramı

Yay qıtsulu dövründə Oxçuçay, Ağstafaçay, Tovuzçay, Qoşqarçay, Gəncəçay, Balakənçay, Viləşçay, Göyçay və Naxçıvançayda SÇİ-nin kəmiyyəti 6-dan böyük olduğu üçün həmin çayların suları güclü çirklənmiş (V sinif) sularla xarakterizə olunur.

Qeyd edək ki, çay sularının hidrokimyəvi göstəricilərə görə ekoloji təhlükəsizliyinin qiymətləndirilməsi çay hövzələrinin antropogen yüklənməyə görə ekoloji vəziyyətinin qiymətləndirilməsi zamanı alınan nəticələrlə üst-üstə düşür (Абдуев, 2010).

Nəticə. Bütövlükdə respublikanın çay sularında əksər hidrokimyəvi göstəricilərin kəmiyyəti YVQH-ni aşmır. Belə ki, ekoloji təhlükəsizliyin qiymətləndirilməsi üçün götürülmüş 21 göstəricidən yalnız 8-i (SO_4^{2-}, Ca^{2+}, OBT_5, Si^{2+}, Fe^{3+}, Cu^{2+}, neft məhsulları və minerallaşma) YVQH-ni aşır. Böyük Qafqaz vilayətində qeyd edilən göstəricilərin yüksək kəmiyyəti Göyçay, Türyançay, Əyriçay, Qudyalçay və Dəvəçiçayda müşahidə olunur. Kiçik Qafqaz çaylarında təbii halda hidrokimyəvi göstəricilərin əksəriyyəti YVQH-ni aşmadığı halda, tranzit çaylarda (Ağstafaçay, Həsənsu, Tovuzçay, Oxçuçay, Bazarçay) çirklənmə ilə əlaqədar qeyd edilən hidrokimyəvi göstəricilərin kəmiyyəti müxtəlif vaxtlarda YVQH-ni dəfələrlə üstələyir. Naxçıvan MR-in çayları arasında hidrokimyəvi göstəricilərin YVQH-dən yüksək kəmiyyəti Arpaçay və Naxçıvançayda, Lənkəran təbii vilayətində isə Lənkərançay, Viləşçay, Təngərüd və Astaraçayda müşahidə olunur. Xüsusən qıtsulu dövrdə çaylara axıdılan çirkab suları ayrı-ayrı illərdə SÇİ-nin qiymətinin yüksəlməsinə səbəb olsa da, həmin indeksin orta illik qiyməti 6-dan böyük olmadığı üçün çaylar zəif çirklənmiş (II sinif) və çirklənmiş (IV sinif) sularla xarakterizə olunur. Tədqiq olunan çaylara axıdılan çirkab sularının miqdarı azaldılarsa, zəif çirklənmiş sular təmiz, çirklənmiş sular isə mülayim çirklənmiş sularla əvəz olunar ki, bu da respublikanın su ilə təminatının ekoloji təhlükəsizliyini indikindən daha etibarlı təmin etmiş olar.

ƏDƏBİYYAT

АБДУЕВ, М.А. 2010. Рекогносцировочная оценка состояния речных бассейнов Азербайджана по антропогенной нагрузке. *Гидрометеорология и экология*, Алматы, 2, 55-61.

ГАГАРИНА, О.В. 2009. Комплексная оценка степени загрязнения (качества) воды в нормативных документах РФ. *Вестник Удмуртского Университета. Биология. Науки о Земле*, 2, 3-12.

МЕТОД КОМПЛЕКСНОЙ ОЦЕНКИ степени загрязненности поверхностных вод по гидрохимическим показателям. 2002. Руководящий документ. Методические указания. РД 52.24.643.

© R.M.Məmmədov, E.S.Səfərov, S.H.Səfərov, 2012

XƏZƏR DƏNİZİNDƏ SƏTH SULARI TEMPERATURUNUN DRİFTERLƏR VASİTƏSİLƏ TƏDQİQİ

R.M.Məmmədov[1], E.S.Səfərov[2], S.H.Səfərov[3]

1-2 – *AMEA H. Əliyev adına Coğrafiya İnstitutu*
3 – *Milli Hidrometeorologiya Departamenti*
E-mail: safarov85@rambler.ru

Tədqiqat işində 2006 və 2008-ci illərdə aparılmış drifter müşahidələrinə əsasən Xəzər dənizi akvatoriyası üzrə səth temperaturunun paylanması tədqiq olunur. Göstərilir ki, bu paylanmanın xarakteri ayrı-ayrı aylar üçün fərqlidir. Belə ki, ilin isti dövrlərində Orta Xəzərdə cənubdan şimala doğru temperatur artdığı halda soyuq dövrlərdə azalır. Cənubi Xəzərdə isə ilin bütün dövrlərində cənubdan şimala doğru temperaturun azalması müşahidə olunur. İlin soyuq dövrlərinə nisbətən isti aylarda səth temperaturunun gündəlik tərəddüdləri daha kəskindir.

Giriş

Xəzər dənizinin iqliminə, xüsusilə də temperatur rejiminə onun coğrafi vəziyyəti, atmosferin ümumi hava dövranı, sahillərin xarakteri və dənizin dərinliyi əhəmiyyətli dərəcədə təsir göstərir. Dəniz, eni orta hesabla 300 km olmaqla, mülayim və subtropik iqlim qurşaqları daxilində şimaldan cənuba doğru 1200 km uzanır. Meridian üzrə böyük məsafə (10°34') dəniz iqliminin rəngarəngliyini müəyyən edir. Belə ki, dənizin nisbətən aşağı enliklərdə yerləşməsi havanın isti olmasını şərtləndirir, bu da dənizdə külli miqdarda istiliyin toplanmasına səbəb olur. Qış dövründə bu istilik ərazinin iqliminin mülayimləşməsini şərtləndirir (Шлямин, 1954).

Xəzər dənizində meteoroloji parametrlərin, o cümlədən səth temperaturunun ölçülməsi əsasən sahilyanı və dəniz stansiyalarında, həmçinin dəniz akvatoriyasında üzən ekspedisiya və digər təyinatlı gəmilərdə aparılmışdır. Bəzi hallarda bu məqsədlə dəniz estakadaları və elmi-tədqiqat gəmilərində xüsusi eksperimentlər qoyulmuşdur (Гидрометеорология и гидрохимия морей, 1992). Ölçmələrdən alınan nəticələr bütün dəniz akvatoriyasına ekstrapolyasiya edilməklə səth temperaturunun ərazi üzrə paylanma xarakteri öyrənilmişdir (Мамедов, 2007). Lakin burada alınan nəticələr nisbətən qənaətbəxş olsa da, səth temperaturunun real məkan-zaman paylanmasını tam xarakterizə etmir.

Son dövrlərdə bu məqsədlə distansion metodlardan (peyk) istifadə olunmağa başlanılsa da, hələlik bu metodların ölçmə dəqiqliyi bir o qədər də böyük deyildir (Gorny et al., 2000).

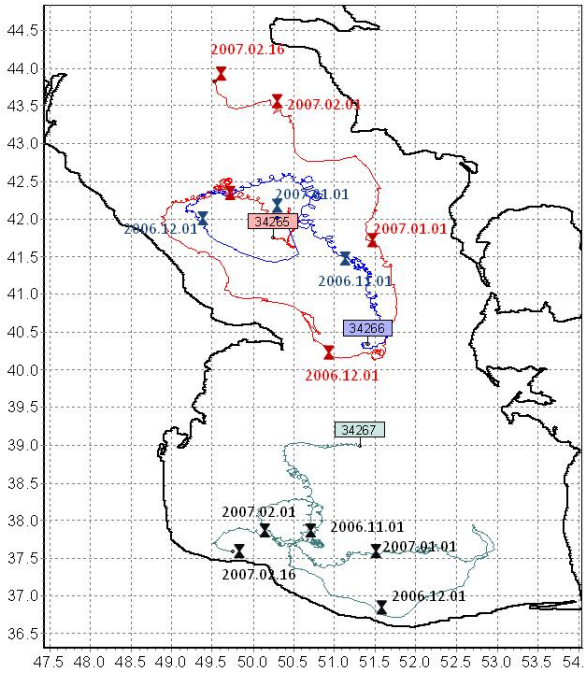
Bu baxımdan drifterlərin köməyilə dənizin, xüsusilə də onun dərin ərazilərində səth temperaturun ölçülməsi böyük elmi və praktik əhəmiyyət daşıyır.

Beləliklə, işin əsas məqsədi drifter müşahidələrinə əsasən Xəzər dənizinin müxtəlif ərazilərində səth temperatur rejiminin öyrənilməsi təşkil edir.

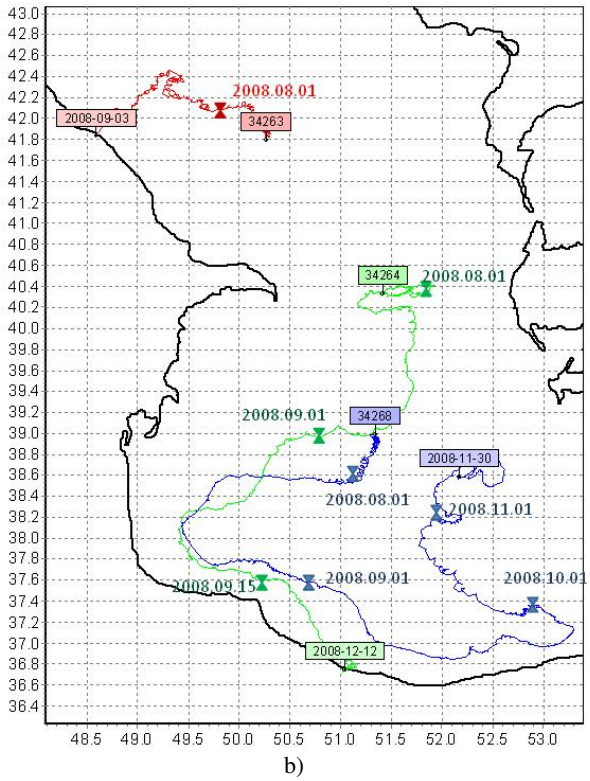
Tədqiqatın metodikası

2006-cı il oktyabrın 5-də NATO-nun beynəlxalq sülh tərəfdaşlığı layihəsinə uyğun olaraq, Xəzər dənizində SVP-BT drifterləri ilə müşahidələrə başlanılmışdır. SVP-BT Laqranj drifteri okean və dənizlərdə səthaltı axınların tədqiqi, həmçinin müvafiq hidro- və meteoparametrlərin ölçülüb Arqos və İridium peyk kommunikasiya sistemi vasitəsilə müvafiq təhlil mərkəzlərinə ötürülməsi məqsədilə yaradılmışdır.

Eksperimental müşahidələr iki fazada – birinci 2006-2007-ci illərdə, ikinci isə 2008-ci ildə yerinə yetirilmişdir. Hər bir fazada dənizin müxtəlif ərazilərinə buraxılmış 3 drifterdən istifadə olunmuşdur (1-ci şəkil). Birinci fazada buraxılmış drifterlərin identifikasiya sıra sayları 34265, 34266, 34267 (şəkil 1a), ikincidə isə 34263, 34264, 34268 (şəkil 1b) olmuşdur. 34263 və 34265 saylı drifterlər Orta Xəzərin şimalında (41,752 şm. en və 50,246 şq. uzunluq dairələri), 34264 və 34266 saylı drifterlər Orta Xəzərin cənubunda (40,336 şm. en və 51,418 sq. uzunluq dairələri), 34267 və 34268 saylı drifterlər isə Cənubi Xəzərdə (38,99 şm. en və 51,312 şq. uzunluq dairələri) təxminən eyni koordinatlardan suya buraxılmışdır.



a)



b)

1-ci şəkil. Xəzər dənizinin müxtəlif ərazilərinə 2006 (a) və 2008-ci (b) illərdə buraxılmış drifterlərin hərəkət trayektoriyası ⧗ – *konkret zaman kəsiyində drifterlərin hərəkət trayektoriyası üzərindəki vəziyyəti*

Drifterlərin cari məkan koordinatları real vaxt rejimində meteoroloji peyklər vasitəsilə (Argos, İridium) müəyyən edilmiş və ya GPS məlumatlarına əsasən hesablanmışdır.

Ayrı-ayrı dövrlərdə hərəkət edən drifterin dəyişən koordinatları və onun ölçdüyü meteoroloji parametrlər xüsusi formatlı fayllarda yerləşdirilmişdir. Bu faylların açılıb təhlil edilməsi SURFER kompüter proqramının köməyi ilə həyata keçirilmişdir.

Drifter müşahidələrində əsas məqsəd Xəzər dənizinin müxtəlif ərazilərində mövcud olan axınların xarakterini dəqiqləşdirməkdən ibarətdir (Səfərov və b., 2011). Məlum olduğu kimi, bu axınlar, əsasən, ilin müxtəlif fəsillərində üstünlük təşkil edən hakim küləklərin istiqaməti ilə müəyyən olunur. Lakin Xəzərin bütün akvatoriyası üzrə mövcud olan və ilin müxtəlif dövrlərində öz xarakterini dəyişən səth temperaturu qradiyentləri bu axınların formalaşmasına nəzərə çarpacaq təsir göstərir.

Tədqiqatın əsas xüsusiyyətlərindən biri temperatur rejiminin hər hansı konkret məkanda deyil, drifterin hərəkət trayektoriyasından asılı olaraq müxtəif lokal ərazilərdə qiymətləndirilməsidir.

Müşahidələrin hər iki fazasında ilin bütün ayları üzrə deyil, yalnız müəyyən aylarda drifterlərin keçdiyi ərazilərdə temperatur müşahidələri aparmaq mümkün olmuşdur.

Qeyd etmək lazımdır ki, aparılan drifter müşahidələri zaman və məkan baxımından hələlik məhdud olduğundan alınan nəticələr Xəzər dənizinin səth temperatur rejimini tam xarakterizə edə bilmir. Bu problemi həll etmək üçün dənizin bütün akvatoriyasında kifayət qədər uzun müddət ərzində drifter müşahidələrinin aparılmasına ehtiyac vardır.

İlin müxtəlif dövrlərində dənizin səth temperaturunun meridional istiqamətdə dəyişmə xarakterini müəyyənləşdirmək məqsədilə müvafiq temperatur qradiyentləri də hesablanmışdır. Temperatur qradiyentlərinin hesablanması müxtəlif drifterlərin dənizdə eyni andakı vəziyyətləri və müvafiq temperaturların qiymətlərinə əsasən aparılmışdır.

Alınan nəticələr

2006-cı ilin oktyabr ayında drifter müşahidələrinə ayın 4-dən başlanılmışdır. Drifterlərin məlumatlarına əsasən, ay ərzində 37,8 – 42,6 dərəcəlik enliklər arasında şimaldan cənuba doğru dəniz səthinin orta aylıq temperaturu 18,9-22,7^{0}C, maksimal temperaturu 22,0-25,5^{0}C, mini-

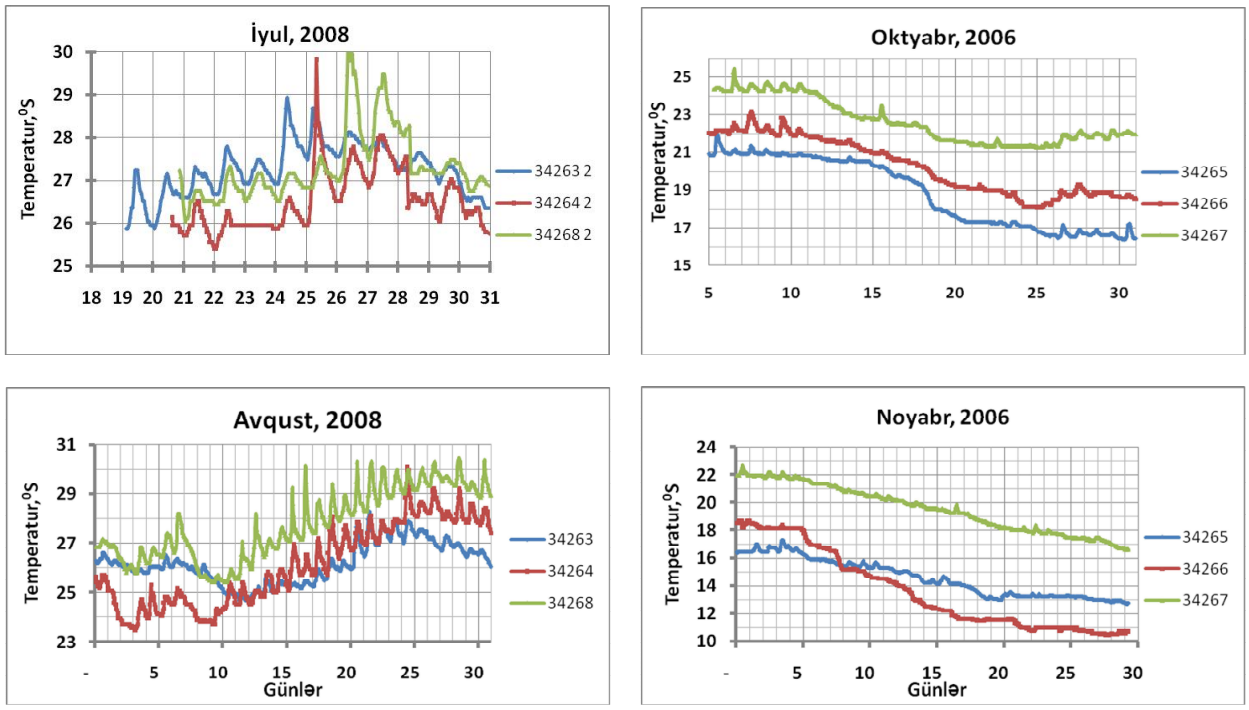
mal temperaturu isə 16,4-21,4^{0}C intrervalında dəyişmişdir. Daha dəqiq desək, Cənubi Xəzərdə dəniz səthinin orta aylıq temperaturu 22,7^{0}C, Orta Xəzərlə Cənubi Xəzərin sərhədində 20,3^{0}C, Orta Xəzərin mərkəzi ərazilərində isə 18,9^{0}C təşkil etmişdir (Cədvəl). Ay ərzində temperaturun tədricən aşağı düşməsi müşahidə olunmuşdur (2-ci şəkil). Bu dəyişmələr həm mövsümi, həm sinoptik şəraitin dəyişməsi ilə əlaqədardır. Orta kvadratik kənaraçıxmanın qiyməti şimaldan cənuba getdikcə azalmışdır. Temperaturun gündəlik dəyişməsinin amplitudu, əsasən, cüzi olsa da, bəzi günlərdə 1 dərəcəyə qədər təşkil etmişdir.

Noyabr ayında drifterlərin hərəkəti 36,8-43,5 dərəcəlik enlik diapozonunda baş vermişdir. Bu diapozonda simaldan cənuba doğru dəniz səthinin orta aylıq temperaturu 13,7^{0}C - dən 19,6^{0}C-yə qədər, maksimal temperatur 17,3^{0}C - dən 22,7^{0}C - yə qədər, minumal temperatur isə 10,4 ^{0}C - dən 16,6 ^{0}C - yə qədər dəyişmişdir. Cənubi Xəzərdə dəniz səthinin orta aylıq temperatu 19,6^{0}C, Orta Xəzərlə Cənubi Xəzərin sərhədində 14,6^{0}C, Orta Xəzərin mərkəzi ərazilərində isə 13,7^{0}C təşkil etmişdir (Cədvəl).

Drifter müşahidələrinə əsasən, Xəzərdə dəniz səthinin temperatur xarakteristikaları

İl, ay	Günlər	Coğrafi enlik diapozonu, dər.	Temperatur, ^{0}C			
			T_{sr}	σ	T_{max}	T_{min}
2006						
Oktyabr	4-31	41,8-42,6 (42,2)	18,9	1,8	22,0	16,4
	4-31	40,4-41,4 (40,9)	20,3	1,5	23,2	18,4
	4-31	37,8-39,0 (38,4)	22,7	1,2	25,5	21,2
Noyabr	1-30	41,6-40,2 (40,9)	14,6	1,3	17,3	12,7
	1-30	42,0-42,5(42,25)	13,7	2,8	18,7	10,40
	1-30	36,8-37,8 (37,3)	19,6	1,7	22,7	16,6
Dekabr	1-31	40,2-41,7(40,95)	12,0	1,0	14,0	9,56
	1-31	36,8-37,5(37,15)	15,5	0,8	17	13,4
Yanvar	1-31	41,7-43,5 (42,6)	8,5	0,3	9,2	7,8
	1-31	37,4-37,8 (37,6)	12,2	0,3	13,6	11,8
2008						
İyul	20-31	41,8-42,0 (41,9)	27,3	0,6	28,9	25,9
	20-31	40,4-40,5(40,5)	26,5	0,7	29,8	25,4
	20-31	38,8-38,9 (38,9)	27,3	0,8	30,2	26,0
Avqust	1-31	42,0-42,3(42,15)	26,2	0,8	28,3	24,7
	1-31	39,0-40,3(39,65)	26,1	1,7	30,0	23,5
	1-31	37,6-38,7(38,2)	27,8	1,4	30,4	25,4
Sentyabr	1-30	36,8-37,6 (37,2)	28,1	0,5	30,0	26,8
Oktyabr	1-31	37,6-38,3 (38,0)	24,4	1,4	26,8	21,8
Noyabr	1-30	38-38,3 (38,1)	19,8	1,3	22,1	17,9

T_{sr} – orta temperatur
T_{max} – maksimal temperatur
T_{min} – minimal temperatur
σ – orta kvadratik kənaraçıxma
mötərizədə – orta qiymət



2-ci şəkil. Drifterlərin hərəkət trayektoriyaları üzrə 2008-ci ilin iyul, avqust və 2006-cı ilin oktyabr, noyabr aylarında Xəzər dənizinin müxtəlif ərazilərində səth temperaturlarının zaman gedişi

Dekabr ayında Cənubi Xəzərdə dəniz səthinin orta aylıq temperaturu 15,5^{0}C, Orta Xəzərlə Cənubi Xəzərin sərhəd ərazilərində isə 12,0^{0}C təşkil etmişdir. Bu ayda Orta Xəzərin mərkəzində üzən 34266 saylı drifter naməlum səbəblərdən öz fəaliyyətini dayandırmışdır.

2007-ci ilin yanvar ayında Cənubi Xəzərin mərkəzində dəniz səthinin orta aylıq temperaturu 12,2^{0}C, Orta Xəzərin mərkəzi ərazilərində isə 8,5^{0}C olmuşdur.

2008-ci ilin iyul ayında dənizə buraxılmış 3 drifterdən biri sentyabr, digəri isə oktyabr ayında sahilə ilişərək öz fəaliyyətini dayandırmışdır.

İyul ayının 3-cü ongünlüyündə Cənubi Xəzərin mərkəzi ərazilərində dəniz səthinin orta aylıq temperaturu 27,3^{0}C, Orta Xəzərlə Cənubi Xəzərin sərhəd ərazilərində 26,5^{0}C, Orta Xəzərin mərkəzi hissəsində isə 27,3^{0}C təşkil etmişdir (Cədvəl). Temperaturun enliklər üzrə paylanmasında qanunauyğunluğun bir qədər pozulmasını dənizin nisbətən dayaz şimal ərazilərinin daha tez qızması ilə əlaqələndirmək olar.

Avqust ayında Cənubi Xəzərin mərkəzi ərazilərində dəniz səthinin orta aylıq temperaturu 27,8^{0}C, şimalında 26,1^{0}C, Orta Xəzərin mərkəzində isə 26,2^{0}C olmuşdur. Cənubi Xəzərdə sentyabr ayında dəniz səthinin orta aylıq temperaturu 28,1^{0}C, oktyabr ayında 24,4^{0}C, noyabr ayında isə 19,8^{0}C olmuşdur (Cədvəl).

İlin müxtəlif dövrlərində səth temperaturunun ərazi üzrə paylanması, xüsusilə də meridional istiqamətdə temperatur qradiyentinin dəyişmə xarakteri böyük maraq doğurur. Eyni zamanda, dənizin müxtəlif yerlərində üzən drifterlərlə aparılan ölçmələrə əsasən müəyyənləşdirilmişdir ki, ilin isti vaxtlarında Orta Xəzərdə cənubdan şimala doğru temperatur artır. Şimaldan cənuba doğru temperaturun artması qradiyentini müsbət qəbul etsək, qeyd edə bilərik ki, ilin isti dövrlərində Orta Xəzərdə meridional istiqamətdə temperatur qradiyenti mənfidir və bəzən onun qiyməti 0,9^{0}C/100 km-ə çatır. Orta Xəzərdə bu anomallıq şimala doğru dənizin dayazlaşması ilə əlaqədar daha tez qızması ilə izah oluna bilər. Lakin avqustun əvvəllərindən başlayaraq, temperatur qradiyentinin mütləq qiyməti azalaraq öz işarəsini dəyişir. Cənubi Xəzərdə isə ilin bütün fəsillərində səth temperaturunun müsbət qradiyentləri müşahidə olunur (1-ci və 2-ci şəkil).

Səth temperaturun gündəlik tərəddüdləri ilin nisbətən mülayim və soyuq dövrlərində əksər hallarda 0,5 və nadir hallarda 1,0^{0}C təşkil etdiyi halda, ilin isti dövrlərində bəzən bu 5,0^{0}C-yə

çatır. Nisbətən şimal ərazilərdə bu tərəddüdlər özünü daha kəskin göstərir (2-ci şəkil).

Dənizin nisbətən dayaz simal hissəsi qışda tez soyuyur, yayda isə tez qızır. Bunun nəticəsində burada havanın temperaturunun nəzərəçarpacaq mövsümi tərəddüdləri müşahidə olunur (Cədvəl). Dənizin daha dərin orta və cənub hissələri isə yayda güclü qızaraq xeyli miqdarda istilik ehtiyatı toplayır ki, bunu da ilin soyuq dövrlərində tədricən geri qaytarır. Nəticədə dənizin orta və cənub hissələrində temperaturun mövsümi tərəddüdləri azalır.

ƏDƏBIYYAT

SƏFƏROV, E.S., MƏMMƏDOV, R.M., SƏFƏROV, S.H. 2011. Xəzər dənizində axınların drifterlər vasitəsilə tədqiqi. *Azərbaycan Coğr. Cəmiyyətinin əsərləri,* XVI, Bakı, 429-433.

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ. 1992. IV. Каспийское море. 1. Гидрометеоиздат. Санкт-Петербург. 360.

МАМЕДОВ, Р.М. 2007. Гидрометеорологическая изменчивость и экогеографические проблемы Каспийского моря. Элм. Баку. 453.

ШЛЯМИН, Б. 1954. А. Каспийское море. Географгиз. Москва. 128.

GORNY, V.I. et al. 2000. Estimation of nuclear power plants influence on the Baltic Sea Thermal state by using infrared thermal satellite data. *Intern. J. of Remote Sensing,* 21, 12, 2479-2496.

© Р.Ю.Токмагамбетова, А.У.Маканова, 2012

ФОРМИРОВАНИЕ ЭКОЛОГО-ДЕМОГРАФИЧЕСКОЙ СИТУАЦИИ В РЕСПУБЛИКЕ КАЗАХСТАН ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ПРОЦЕССОВ ОПУСТЫНИВАНИЯ

Р.Ю.Токмагамбетова, А.У.Маканова

ТОО «Институт географии»
050010, Республика Казахстан, г. Алматы, ул.Кабанбай батыра/Пушкина, 67/99

В статье рассмотрены природно-антропогенные факторы опустынивания, оказывающие негативное влияние на формирование эколого-демографической ситуации в Казахстане. Определены основные социально-экономические и эколого-демографические индикаторы опустынивания.

Опустынивание представляет собой ярко выраженную глобальную экологическую и социально-экономическую проблему. В Казахстане природные полупустынные и пустынные зоны занимают 169,5 млн. га (62,2%), здесь проявляются процессы опустынивания природного и антропогенного характера. Большая часть Казахстана испытывает острый дефицит водных ресурсов, что способствует усилению процессов опустынивания. Данные территории не являются комфортными для проживания населения, хотя присутствует факт адаптации населения, проживающего на этих территориях к местным природным условиям (Валиханова и др., 2005; Бабаев, Чичагов, 2007). Опустынивание характеризуется как последняя стадия деградации окружающей среды в засушливой зоне и является продуктом сложного взаимодействия между социально-экономической системой, населением и природно-антропогенными факторами.

Опустынивание влечет за собой ряд серьезных социальных и эколого-демографических проблем: усиление безработицы, снижение доходов населения, резкое ухудшение состояния здоровья, снижение качества продукции и уровня ее потребления, усиление миграции. Вот почему, с одной стороны, важно оценить воздействие процессов опустынивания на людей, на их образ жизни, с другой – рассмотреть социально-экономические системы в качестве основной из причин опустынивания. Проблемы опустынивания усиливаются под воздействием хозяйственной деятельности человека (антропогенное воздействие).

В результате хозяйственной деятельности человека происходит антропогенное опустынивание. К антропогенным факторам опустынивания относятся сельскохозяйственное воздействие, промышленно-техногенное воздействие, линейно-техногенное воздействие, селитебное воздействие и процессы урбанизации, туристско-рекреационное воздействие. В результате антропогенного воздействия происходит деградация окружающей среды, которая оказывает негативное влияние на социально-экономическое развитие регионов и ухудшение состояния эколого-демографической ситуации в зонах, подверженных опустыниванию. Это выражается в снижении социально-экономических показателей (ВРП на душу населения, объемы сельскохозяйственного продукции и промышленного производства), ухудшении уровня жизни населения (сокращение денежных доходов населения, низкий прожиточный минимум, доля населения с доходами ниже прожиточного минимума, высокий уровень безработицы), изменении эколого-демографических показателей (снижение численности и плотности населения, отток населения, рост смертности населения и младенческой смертности, сокращение ожидаемой продолжительности жизни населения, рост заболеваемости населения). На рисунке представлена схема взаимодействия демографических процессов и процессов опустынивания.

К эколого-демографическим индикаторам опустынивания относятся показатели, характеризующие изменения структуры городского и сельского населения, уровня заболеваемости, детской смертности, экологической миграции и снижение общего уровня жизнеспособности населения и др. Основным коли-

чественным показателем, вызывающим ускорение процессов опустынивания, является рост народонаселения, а качественным – применение экологически недостаточно обоснованных новых технических приемов использования природных ресурсов. Процессы опустынивания наблюдаются также при создании новых поселений, строительстве дорог, газо- и нефтепромыслов, ирригационных сооружений. Наряду с несомненным экономическим эффектом, который дает освоение пустынь, этот процесс вызывает и ряд отрицательных последствий (Токмагамбетова, 2001).

Сложная экологическая ситуация особенно наблюдается в аридной зоне, где экосистемы весьма хрупки и легкоуязвимы, а некоторые даже в естественных условиях находятся на грани разрушения. Процессы опустынивания влекут за собой ряд серьезных социально-экономических и эколого-демографических проблем, таких как: усиление безработицы, снижение доходов населения от продажи сельскохозяйственной продукции, снижение качества продукции и уровня ее потребления, резкое ухудшение состояния здоровья, усиление миграции населения из районов, подвергнутых процессам опустынивания.

Природно-техногенному опустыниванию подвержено более двух третей территории республики и процесс этот продолжает нарастать, что свидетельствует о необходимости разработки научно-обоснованного плана действий по борьбе с опустыниванием. На современном этапе необходимо изучение предпосылок процессов опустынивания с их дифференциацией для различных уровней (национального, регионального, местного), что позволит обозначить приоритеты в программе действий в борьбе с опустыниванием для конкретных территорий.

На фоне увеличения численности населения, практически полного освоения площадей продуктивных сельскохозяйственных земель и беспрецедентного повышения техногенной нагрузки на природную среду опустынивание может стать основной угрозой для успешного социально-экономического развития страны. В центре проблемы опустынивания стоит человек и как его создатель, и как его жертва. Вот почему, с одной стороны, важно оценить воздействие процессов опустынивания на людей, на их образ жизни, с другой – рассмотреть социально-экономическую систему в качестве основной из причин опустынивания.



Рис. Взаимодействие демографических процессов и опустынивания

Антропогенные факторы, приводящие к возникновению и развитию процессов опустынивания в Казахстане, связаны главным образом с такими видами хозяйственной деятельности, как выпас скота; земледелие; разработка недр; строительство и эксплуатация промышленных, военных и гражданских объектов, ирригационных и линейных сооружений. Опустынивание является также результатом незаконной рубки леса, выкорчевки кустарников и полукустарников на корм скоту и топливо, лесных и степных пожаров, бессистемной рекреации, организации свалок вокруг населенных пунктов, загрязнения почв и подземных вод токсичными веществами, воздействия промышленности и транспорта.

В наибольшей степени процессы опустынивания затрагивают регионы Приаралья, Прикаспия и Прибалхашья. Проблема опустынивания представляет серьезную угрозу благополучию человечества. В XXI веке на фоне нарастающей численности населения земли, практически полного освоения площадей продуктивных сельскохозяйственных земель и беспрецедентного повышения техногенной нагрузки на природную среду опустынивание может стать для многих стран основной угрозой для успешного социально-экономического развития. Влияние процессов опустынивания на эколого-демографическую ситуацию развивается под влиянием аридизации, резко ухудшающей экономику страны, особенно в сельскохозяйственном секторе. В настоящее время социальная обстановка в Казахстане, особенно в регионах, находящихся в пустынной зоне, характеризуется значительным оттоком населения, который достигает сотен тысяч человек. Низкий уровень жизни населения, неполноценное питание, недостаточное медицинское обслуживание, непригодная для употребления питьевая вода, пыльные и солевые бури, явившиеся следствием нарушения экологического равновесия и деградации среды обитания, привели к резкому ухудшению состояния здоровья населения, сокращению продолжительности жизни, снижению естественного прироста населения, что является предвестником демографического неблагополучия.

Ухудшение экологической ситуации, связанное с опустыниванием, неизбежно отражается на здоровье населения. В регионах, подверженных опустыниванию, отмечается наиболее высокая детская заболеваемость и смертность. Эколого-санитарная напряженность является причиной общего отставания в развитии детей. В результате экологического неблагополучия в пустынных районах у детей чаще встречаются такие болезни, как анемия, врожденные аномалии, психические расстройства, сердечнососудистая недостаточность.

Регионы, подверженные сильной степени опустынивания, отличаются от других регионов Казахстана по уровню жизни. Неблагоприятная экологическая обстановка прямо или косвенно воздействует на человека. Одна из причин низкого уровня жизни населения в пустынных зонах – низкое качество питьевой воды. Истощение водных ресурсов и сокращение стока рек резко снизило самоочищающую способность водоемов. Например, содержание минеральных солей в реке Сырдарья в районе г. Кызылорда повысилось в 2,7 раза: сульфатов – в 3,4 раза, аммиака – в 20 раз, нитратов – в 8,5 раза, в воде обнаружены растворенные ядохимикаты, увеличилось бактериальное загрязнение. Из Узбекистана вода Сырдарьи уже несет промышленные стоки более пятидесяти предприятий. То же происходит и с другими реками. В Приаралье нарушился санитарный режим питьевой воды (65% населения используют воду из р. Сырдарьи). В результате использования некачественной воды в организм человека поступают токсичные вещества, которые приводят к высокому уровню заболеваемости населения инфекционными, онкологическими и болезнями системы кровообращения (Информационный бюллетень…, 2009; Санитарно-эпидемиологическая ситуация…, 2010; Санитарно-эпидемиологические требования…, 2004).

Заболеваемость и смертность становятся одним из показателей процессов, протекающих в окружающей среде. В Атырауской, Мангистауской, Кызылординской, Алматинской областях население болеет чаще, чем в других регионах страны. Так, например, в Кызылординской области показатель болезней органов пищеварения за последние 10 лет вырос на 100% и составил в 2010 г. –

10287,7 на 100 000 чел. населения, а у детей – до 300%, болезней крови и кроветворных органов – 264%; железодефицитной анемии у детей – 310%.

Если рассматривать регион опустынивания как целое и сравнивать с остальной территорией Казахстана, то в регионах опустынивания ситуация достоверно хуже по ряду болезней эндокринной системы, крови и кроветворных органов у детей; железодефицитной анемии у взрослых и детей; бронхиальной астме у взрослых; язве желудка и 12-перстной кишки у детей. В пустынных регионах республики отмечаются высокие показатели заболеваемости детским церебральным параличом и сахарным диабетом, туберкулезом, инфекционными заболеваниями. У населения, живущего в пустынной зоне, отмечается процесс нарушения кроветворения и понижен иммунитет. Необходимо отметить, что заболеваемость детей Кызылординской области болезнями крови и кроветворных органов составляла в 2010 году 10183 случаев на 100 000 человек населения (показатель по республике ниже в 2,0 раза). Снижение иммунного статуса продуцирует значительную заболеваемость населения региона инфекционными заболеваниями – в частности, острыми кишечными инфекциями, брюшным тифом, паратифами, сальмонеллезом, менингококковой инфекцией. Медицинские наблюдения свидетельствуют о влиянии пестицидного загрязнения на уровень онкологической и легочной заболеваемости, болезней крови, врожденных уродств, а также состояние иммунной системы (Токмагамбетова, 2001; Здоровье населения…, 2011).

В зоне Приаралья отмечались присутствие природного очага геморрагической лихорадки, лейшманиоза и высокая вероятность заболевания гепатитом. Предпосылками ухудшения эпидемиологической ситуации в природных очагах ККГЛ послужили как природные факторы (например, глобальное потепление, происходящие процессы природного и техногенного опустынивания в Приаралье, Прибалхашье и в Прикаспии), так и антропогенное воздействие, обусловленное изменениями в организации хозяйственной деятельности человека. Больше всего больных с болезнями крови и кроветворных органов зарегистрировано в эпицентре Аральского кризиса – Кызылординской области. Высокие показатели этого заболевания отмечаются также в Прикаспийском регионе, Южно-Казахстанской и Алматинской областях. Для жителей пустынной зоны также характерна заболеваемость и онкологическими заболеваниями. В регионах, подверженных процессам опустыниванию, отмечается высокий уровень смертности, и детской смертности в том числе. В 2010 г. коэффициент смертности на 1000 родившихся детей составил в областях: Мангистауской – 18,61, в Жамбылской – 12,75, в Кызылординской – 23,16, в Атырауской – 19,17, в Южно-Казахстанской области – 18,24 (Токмагамбетова, 2001; Здоровье населения, 2011).

Другим регионом, где ярко выражены процессы опустынивания, является Прикаспийский регион. Так, повышение уровня Каспийского моря вызвало затопление 17 населенных пунктов. Плодородные земли, служащие пастбищами и сенокосами, оказались под водой, а население – без работы и средств к существованию. Наступающее море затопило земли совхоза Алгабаский в Атырауской области, и 2,5 тысяч населения оказались без работы. Сокращение поголовья овец в зоне опустынивания лишило работы тысячи чабанских семей. Низкий уровень жизни людей, неполноценное питание, недостаточное медицинское обслуживание, непригодная питьевая вода, пыльные и солевые бури, явившиеся следствием нарушения экологического равновесия и деградации среды обитания, привели к резкому снижению состояния здоровья населения, сокращению продолжительности жизни, снижению прироста, что является предвестником вымирания населения. Итогом этой сложной причинно-следственной связи становится нарушение эколого-демографической стабильности, в частности, снижение средней продолжительности жизни населения, рост заболеваемости населения и повышение младенческой смертности.

Влияние ландшафтно-экологического и социально-экономического состояния территорий, подверженных процессам опустынивания, на демографические процессы сложно и многообразно. Кумулятивным эффектом проявления разнонаправленных процессов стало

формирование очагов эколого-демографического напряжения. Отмеченные процессы в настоящее время недостаточно изучены и, соответственно, недостаточно регулируются или не регулируются вообще.

ЛИТЕРАТУРА

ВАЛИХАНОВА, А., БЕЛЫЙ, А., ПАВЛИЧЕНКО, Л., НИ, В., ДОСТАЙ, Ж., ТАЛАНОВ, Е., ЧИГАРКИН, А., КУАТБАЕВА, Г. 2005. Тематический обзор: Опустынивание/деградация земель. Астана. 88.

БАБАЕВ, А.Г., ЧИЧАГОВ, В.П. 2007. Опустынивание как негативный фактор в устойчивом развитии общества. *Проблемы освоения пустынь*, 3, Ашхабад, 11-19.

ТОКМАГАМБЕТОВА, Р.Ю. 2001. Закономерности формирования и развития эколого-демографических процессов Казахстанского Приаралья. Автореф. на соиск.уч.степ.канд.геогр.наук. Алматы. 23.

ИНФОРМАЦИОННЫЙ БЮЛЛЕТЕНЬ О СОСТОЯНИИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ НА 2009 ГОД. 2009. Республиканское государственное предприятие «Казгидромет», центр экологического мониторинга окружающей среды. Алматы.

САНИТАРНО-ЭПИДЕМИОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ В РЕСПУБЛИКЕ КАЗАХСТАН В 2009 ГОДУ. 2010. Комитет Госсанэпиднадзора МЗ РК. Республиканская санитарно-эпидемиологическая станция МЗ РК. Астана. 292.

САНИТАРНО-ЭПИДЕМИОЛОГИЧЕСКИЕ ТРЕБОВАНИЯ ПО ОХРАНЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ОТ ЗАГРЯЗНЕНИЯ. 2004. СанПиН 3.02.003-04 МЗ РК. Алматы. 126.

ЗДОРОВЬЕ НАСЕЛЕНИЯ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН И ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОРГАНИЗАЦИЙ ЗДРАВООХРАНЕНИЯ В 2010 г. 2011. Статистический сборник. Астана-Алматы. 312.

Рецензент: д.г.н. Э.К.Ализаде