

اللَّهُمَّ صَلِّ وَسَلِّمْ وَبَارِكْ عَلَى سَيِّدِنَا مُحَمَّدٍ



دانشکده علوم زمین

گروه آب‌شناسی و زمین‌شناسی زیست محیطی

پایان‌نامه کارشناسی ارشد

بررسی منشا آب‌های تولیدی سازند مزدوران در

میدان گازی خانگیران

نگارنده: مهدی میری

استاد راهنما:

دکتر رحیم باقری

استاد مشاور:

دکتر عزیزالله طاهری

دی ۱۳۹۷

شماره: ۹۷۰۱۱۰۷۱

تاریخ: ۹۷/۱۱/۲۲

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای مهدی میری با شماره دانشجویی ۹۵۱۴۸۹۴ رشته زمین شناسی گرایش آب شناسی تحت عنوان بررسی منشأ آبهای تولیدی سازند مزدوران در میدان گازی خانگیران که در تاریخ ۹۷/۱۰/۲۲ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

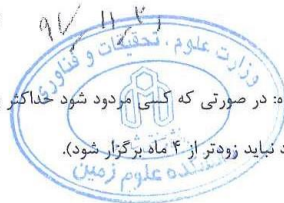
<input type="checkbox"/> مردود <input checked="" type="checkbox"/> قبول (با درجه: ... مجاز...)			
<input checked="" type="checkbox"/> نظری <input checked="" type="checkbox"/> عملی			
عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر رحیم باقری	استادیار	
۲- استاد راهنمای دوم	-	-	-
۳- استاد مشاور	دکتر عزیزالله طاهری	استاد	
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر معصومه کردی	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر غلامحسین کرمی	دانشیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر هادی جعفری	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر پرویز امیدی

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

تصیر: در صورتی که کلیه مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع

مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).



پاس کزازی

تقدیم به روح پدر بزرگوارم و تقدیم بابوسه بردستان مادر فداکار و مهربانم

به پاس تعبیر عظیم و انسانی شان، از کلمه ایثار و از خودگذشتگی

به پاس عاطفه سرشار و گرمای امید بخش وجودشان که در این سردترین روزگار ان بهترین پشتیبان است

به پاس قلب های بزرگشان که فریادس است و سرگردانی و ترس در پناهمان به شجاعت می کراید

به پاس محبت های بی دریغشان که هرگز فروکش نمی کند

و تقدیم به برادرم که وجودش شادی بخش و صفایش مایه آرامش من است.

شکر و قدردانی

در این راه خود را دیدیم استاد بزرگوار می دانم که علم و اخلاق را به من آموختند. بر خود لازم می دانم از استاد با کمالت و شایسته، جناب آقای دکتر رحیم باقری که در کمال سه صدر، با حسن خلق و فروتنی، از هیچ کجی در این عرصه بر من دریغ ننمودند و زحمت را بهمانی این پایان نامه را بر عهده گرفتند، جناب آقای دکتر عزیزاننده طاهری به دلیل یاری های بی چشم داشتشان که مشاوره این پایان نامه را پذیرفتند و بسیاری از سختی ها را بر ایمن آسان تر نمودند و از استادان فرزانه و دلسوزم، جناب آقایان دکتر فلاحین کرمی و دکتر بلادی جعفری که علاوه بر زحمت بی دریغشان در طول دوره کارشناسی ارشد، زحمت داوری این رساله را متقبل شدند، کمال شکر و قدردانی را داشته باشم. و امیدوارم بتوانم در آئندی نزدیک جوایف این همه محبت آنها باشم...

بجانبین از بخاری و مساعدت تمامی اساتید محترم دانشکده، کارمندان محترم دانشکده علوم زمین و دانشگاه صنعتی شاهرود، شرکت نفت و گاز شرق، آقایان خیربوری، اخلاقی و قربانپور، آقایان، فرزاد گلکاسی های خوجم که در تدوین این تحقیق مرا یاری نمودند شکر می کنم و از خداوند منان سلامت و سعادت ایشان را خواستارم.

مهدی میری دی ۱۳۹۷

تعهد نامه

اینجانب **مهدی میری** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی گرایش آب‌شناسی از دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه کارشناسی ارشد با عنوان **بررسی منشا آب‌های تولیدی در چاههای گازی میدان خانگیران** تحت راهنمایی آقای **دکتر رحیم باقری** متعهد می‌شوم:

- تحقیقات در این پایان‌نامه توسط اینجانب انجام شده و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده شده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان‌نامه تا کنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج از این پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است، اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاقی انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

- مالکیت نتایج و حق نشر کلیه حقوق این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه-های رایانه‌ای، نرم‌افزارها و تجهیزات ساخته شده) مربوط به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطلب به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوط ذکر شود.
- با استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

چکیده

تولید نفت و گاز در میادین نفتی و گازی همراه با تولید آب (Produced Water) می‌باشد. اکثر مخازن در ابتدای تولید، حاوی آب تولیدی شیرین بوده که با گذر زمان و افزایش برداشت و افت فشار، شوری آب تولیدی افزایش یافته است. تولید آب شور باعث ایجاد خوردگی و گرفتگی در تاسیسات سرچاهی و در نتیجه کاهش تولید گاز می‌گردد. منشایابی این پدیده به منظور ارائه راهکار مناسب جهت کم کردن شوری امری ضروری است. میدان گازی خانگیران واقع در شمال شرق ایران دارای دو سازند گازی مجزای مزدوران در پایین و شوربچه در قسمت بالاتر می‌باشد. مخزن مزدوران دارای دو مشکل عمده شوری بالای آب تولیدی و همچنین حجم آب تولیدی زیاد بوده که در برخی از چاهها باعث مرگ آنها شده است. مخزن مزدوران در حوضه رسوبی کپه داغ به صورت سکانس‌های پسروری و پیشروی آب دریای قدیمی تشکیل شده است. این مخزن در سازندهای شوربچه و مزدوران قرار گرفته که از آهک، دولومیت، ماسه سنگ و شیل تشکیل شده اند. سازند مزدوران در یک پلاتفرم کربناته و سازند شوربچه در سیستم رودخانه‌ای در طی ژوراسیک نهشته شده است. نمونه آب تولیدی سرچاهی از چاههای شور و شیرین در مخزن مزدوران و ۲ نمونه درون چاهی از آبران زیر مخزن (عمق حدود ۳ کیلومتری) جهت مقایسه و آنالیزهای مختلف هیدروشیمیایی و ایزوتوپی (^{18}O , D, ^{37}Cl and ^{81}Br) صورت گرفته است. مقدار TDS آبهای تولیدی مخزن مزدوران از ۱۳۰۰ تا ۷۳۰۰۰ میلی گرم بر لیتر متغیر بوده که دارای تیپ غالب کلرو-کلسیک و کلرو-سدیک می باشد. میزان TDS آبران زیر مخزن گاز نیز ۱۰۰۰۰۰ میلی گرم بر لیتر اندازه‌گیری شده است. منشاهای محتمل شوری آبران می‌تواند آب دریای تبخیر شده، فیلتراسیون و یا انحلال نمک باشد. با توجه به مطالعات هیدروژئوشیمیایی و زمین شناسی منطقه، منشا اولیه آبران، آب های دریای قدیمی بوده که در محیط لاگونی تا حاشیه فلات قاره تشکیل شده است. با مقایسه خصوصیات هیدروژئوشیمیایی مخازن گازی مهم ایران، منشا اولیه آبران سفره تحت فشار آنها، نیز آب دریای تبخیر شده قدیمی بوده

که نشانگر تشکیل آنها در محیط رسوبی مشابه است. با توجه به میزان شوری و حجم آب تولیدی بالا و همچنین خصوصیات هیدروشیمیایی در چاههای مخزن مزدوران، می توان نتیجه گرفت که آبران شور موجود در سفره تحت فشار منشا محتمل شوری آبهای تولیدی سرچاهی می باشد. آب دریای تبخیر شده قدیمی از زمان دفن تا حال حاضر در تماس با سازندهای مختلف بوده و ترکیب اولیه آنها تغییر کرده است. در اثر تبخیر آب دریا، غلظت همه یون ها تا حد اشباع در شورابه غنی شده است. اما در طی گذشت زمان غلظت یون های کلسیم، لیتیم، استرانسیم، بور، ید نسبت به منشا اولیه افزایش و غلظت یونهای سدیم، منیزیم، سولفات کاهش یافته است. در طول زمان غلظت عناصر شورابه های تولیدی این مخزن به علت تبخیر، واکنش آب-گاز و واکنش آب-سنگ همچون دولومیتی شدن، آلبیتی شدن پلاژیوکلاز، ایلیتی شدن اسمکتیت، رسوب یا انحلال کانی های سولفات، رسوب کربنات های منیزیم دار تغییر کرده است. نتایج این تحقیق در راستای شناخت تاریخچه رسوبگذاری، فرایندهای ژئوشیمیایی ثانویه در مخزن، تعیین منشا و مکانسیم شوری آبهای تولیدی مخازن گاز در راستای مدیریت پایدار مخزن کاربرد دارد.

کلمات کلیدی: شورابه، هیدروژئوشیمیایی، ایزوتوپی، میدان خانگیران

لیست مقالات استخراج شده از پایان نامه

میری، م.، باقری، ر.، طاهری، ع.، خیبری، ف.، اخلاقی، م.، ۱۳۹۶، منشا آبهای ذاتی در سفره عمیق تحت فشار مخزن گازی مزدوران، شمال شرق ایران، سی و ششمین گردهمایی و سومین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، تهران.

میری، م.، باقری، ر.، خیبری، ف.، اخلاقی، م.، ۱۳۹۷، آبران شور تحت فشار زیر مخازن گازی، عامل تخریب آبخوان‌های کم‌عمق، هفتمین کنفرانس ملی مدیریت منابع آب ایران، یزد.

میری، م.، باقری، ر.، طاهری، ع.، اخلاقی، م.، قربانپور، ح.، ۱۳۹۷، چالش شوری آب‌های تولیدی؛ ایزوتوبی-هیدروژئوشیمیایی، بیست و یکمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و یازدهمین همایش ملی تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، قم.

میری، م.، باقری، ر.، خیبری، ف.، ۱۳۹۷، مرگ تدریجی چاههای نفت و گاز، افزایش حجم آب تولیدی و شوری مطالعه موردی: مخزن گازی مزدوران، مجله زمین‌شناسی نفت ایران.

میری، م.، باقری، ر.، اخلاقی، م.، ستوهیان، ف.، ۱۳۹۷، تکامل ژئوشیمیایی آب شور سازندی مخزن گازی مزدوران، مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی.

فهرست مطالب

فصل اول: مقدمه و کلیات

۱-۱- مقدمه.....	۲
۲-۱- بیان مسئله و هدف.....	۳
۳-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه.....	۴
۴-۱- رفتار سنجی چاههای گاز مخزن مزدوران.....	۶
۵-۱- زمین‌شناسی کلی منطقه مورد مطالعه.....	۱۳
۶-۱- ساختارهای زمین‌شناسی حوضه کپه‌داغ.....	۱۷
۱-۶-۱- چین‌ها.....	۱۷
۲-۶-۱- تکتونیک و گسلها.....	۱۸
۷-۱- گستردگی ناحیه‌ای سازند مخزنی شوربجه و مزدوران.....	۱۹
۱-۸-۱- سازند کشف‌رود.....	۲۰
۳-۸-۱- سازند مزدوران.....	۲۲
۴-۸-۱- سازند شوربجه.....	۲۴
۱۵-۸-۱- سازند چهل‌کمان.....	۳۱
۱۶-۸-۱- سازند خانگیران.....	۳۱

فصل دوم: مروری بر مطالعات پیشین

۱-۲- مقدمه.....	۳۴
۲-۲- بررسی زمین‌شناسی، هیدروژئوشیمیایی-ایزوتوپی و تکامل آبهای تولیدی و شورابه سازندی.....	۳۶
۱-۲-۲- روش زمین‌شناسی.....	۳۶
۲-۲-۲- روش هیدروژئوشیمیایی.....	۳۷
۱-۲-۲-۲- نسبت Na/Cl.....	۳۸
۲-۲-۲-۲- نسبت I/Cl.....	۳۹
۳-۲-۲-۲- نسبت Cl/Br.....	۳۹
۴-۲-۲-۲- نسبت Cl/Br در مقابل Na /Br.....	۴۳

- ۴۳ استفاده از TDS و غلظت یون برم..... ۵-۲-۲-۲
- ۴۳ نسبت Ca/Na و Rb/Li ۶-۲-۲-۲
- ۴۴ نسبت Li/Cl در برابر Br/Cl ۷-۲-۲-۲
- ۴۵ کاربرد ایزوتوپ های پایدار O^{18} و D در تعیین منشأ شوری آب..... ۳-۲-۲-۲
- ۴۸ مشخص نمودن منشأ انحلال نمک و اثر غشایی..... ۱-۳-۲-۲
- ۴۹ فرآیندهای موثر در تغییر ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی آب سازندی..... ۲-۳-۲-۲
- ۵۰ فرآیندهای موثر در تغییر ترکیب شیمیایی آب سازندی..... ۴-۲-۲-۲
- ۵۴ واکنش های آب و گاز..... ۱-۴-۲-۲
- ۵۵ فرآیند موثر در تغییر ترکیب ایزوتوپی آب سازندی..... ۲-۴-۲-۲
- ۵۵ اثر تبخیر بر تغییرات ایزوتوپی آب..... ۳-۴-۲-۲
- ۵۶ اثر واکنش های آب و سنگ بر تغییر ایزوتوپی آب..... ۴-۴-۲-۲
- ۵۷ اثر واکنش های آب و گاز بر تغییر ایزوتوپی آب..... ۵-۴-۲-۲
- ۵۷ مطالعات انجام شده در خصوص تعیین منشأ و تکامل آبهای سازندی..... ۵-۲-۲-۲
- ۶۰ ^{37}Cl و ^{81}Br ۶-۲-۲-۲
- ۶۱ مطالعه پیشین بر روی ایزوتوپی ^{81}Br ۷-۲-۲-۲
- ۶۳ عوامل مهم و مکانیسم تشکیل آبهای تولیدی..... ۸-۲-۲-۲
- ۶۳ مشکلات مکانیکی..... ۱-۸-۲-۲
- ۶۴ مشکلات مرتبط با نوع تکمیل چاهها..... ۲-۸-۲-۲
- ۶۴ کاناله شدن آب در پشت لوله های جداری..... ۳-۸-۲-۲
- ۶۴ تکمیل چاه در لایه آبی یا در مجاورت آن..... ۴-۸-۲-۲
- ۶۵ شکاف های گسترش یافته در خارج از ناحیه تولیدی..... ۵-۸-۲-۲
- ۶۵ مسایل مرتبط با مخزن..... ۹-۲-۲-۲
- ۶۵ پیشروی آب سازندی در لایه های با نفوذپذیری بالاتر و شکافها..... ۱-۹-۲-۲
- ۶۶ مخروطی شدن (Coning)..... ۲-۹-۲-۲
- ۶۶ شکستن لایه ها..... ۳-۹-۲-۲
- ۶۷ راه های شناسایی محل و مکانیسم تولید آب سازندی در چاه های تولیدی..... ۱۰-۲-۲-۲
- ۶۸ بررسی سطوح تماس آب و گاز (Gas -water contact)..... ۱۱-۲-۲-۲
- ۶۸ بررسی تغییرات میزان تولید نمک و دبی آب تولیدی..... ۱-۱۱-۲-۲

۶۸ ۲-۱۱-۲- نسبت آب به گاز (WGR) Water-Gas ratio (WGR)

فصل سوم: روش انجام تحقیق

۷۶ ۱-۳-۱- مقدمه

۷۷ ۲-۳-۲- جمع‌آوری اطلاعات و داده‌های موجود

۷۸ ۳-۳-۳- تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه

۷۸ ۴-۳-۴- مطالعات صحرایی و انجام نمونه‌برداری

۸۱ ۳-۴-۱- اندازه‌گیری یونهای اصلی

۸۲ ۳-۴-۲- اطمینان از صحت نتایج

فصل چهارم: بررسی منشا آبهای تولیدی مخزن گازی مزدوران

۸۶ ۴-۱-۱- مقدمه

۹۵ ۴-۲-۲- تعیین منشأ اولیه آبران مخزن مزدوران و شوریجه و آبهای تولیدی (روش هیدروژئوشیمیایی)

۹۵ ۴-۲-۱- روش هیدروژئوشیمیایی

۹۸ ۴-۳-۳- محاسبه مقدار شوری آبران زیر مخزن مزدوران:

۱۰۱ ۴-۴-۴- دیاگرام‌های هیدروژئوشیمیایی

۱۰۱ ۴-۴-۱- نمودار پایپر

۱۰۳ ۴-۴-۲- دیاگرام شولر

۱۰۵ ۴-۴-۳- نسبت Na/Cl

۱۰۷ ۴-۴-۴- نسبت I/Cl

۱۰۸ ۴-۴-۵- رابطه Br در مقابل Cl

۱۱۰ ۴-۴-۶- رابطه بین برم و سدیم

۱۱۱ ۴-۴-۷- رابطه بین Cl/Br در مقابل Na/Br

۱۱۲ ۴-۴-۸- نمودار CF در مقابل برم

۱۱۳ ۴-۴-۹- نمودار TDS در مقابل برم

۱۱۴ ۴-۴-۱۰- رابطه Rb/Li در مقابل Ca/Na

۱۱۶ ۴-۴-۱۱- رابطه Li/Cl در مقابل Br/Cl

۱۱۸ ۴-۵- روش ایزوتوپی جهت تعیین منشأ آب و شوری آبهای سازندی (آبرانها) و تولیدی

۱۲۲ ۴-۶- ایزوتوپهای ^{81}Br و ^{37}Cl

۱۲۵ ۴-۷- تکامل ژئوشیمیایی و ایزوتوپی آب تولیدی و آب آبران مخزن گازی مزدوران

- ۱۳۵-۴-۸- فرآیندهای موثر در تغییر ترکیب ایزوتوپی آب سازندی مخزن مزدوران.....
- ۱۳۶-۴-۹- بررسی درصد اختلاط آبران در آبهای تولیدی مخزن مزدوران.....
- ۱۳۷-۴-۱۰- مکانیسم انتقال آب.....
- ۱۴۲-۴-۱۰-۱- رابطه عمق با شوری.....
- ۱۴۴-۴-۱۰-۳- فواصل تولیدی آب و گاز.....

فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادها

- ۱۴۸-۵-۱- نتیجه‌گیری.....
- ۱۴۹-۵-۲- پیشنهادها.....
- ۱۵۰- منابع.....

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه..... ۴
- شکل ۱-۲- سری زمانی تغییرات شوری و دبی نسبت به زمان چاه ۲۱..... ۶
- شکل ۱-۳- سری زمانی تغییرات شوری و دبی نسبت به زمان چاه ۳۶..... ۷
- شکل ۱-۴- سری زمانی تغییرات شوری و دبی نسبت به زمان چاه ۳۹..... ۸
- شکل ۱-۵- سری زمانی تغییرات شوری و دبی نسبت به زمان چاه ۴۰..... ۹
- شکل ۱-۶- سری زمانی تغییرات شوری و دبی نسبت به زمان چاه ۴۳..... ۹
- شکل ۱-۷- سری زمانی تغییرات شوری و دبی نسبت به زمان چاه ۴۴..... ۱۰
- شکل ۱-۸- سری زمانی تغییرات شوری و دبی نسبت به زمان چاه ۵۷..... ۱۱
- شکل ۱-۹- سری زمانی تغییرات شوری و دبی نسبت به زمان چاه ۶۱..... ۱۱
- شکل ۱-۱۰- سری زمانی تغییرات شوری و دبی نسبت به زمان چاه ۷۱..... ۱۲
- شکل ۱-۱۱- نمودار حجم آب تولیدی کل به دبی گاز..... ۱۳
- شکل ۱-۱۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه..... ۱۶
- شکل ۱-۱۳- ستون چینه‌شناسی سازندهای مزدوران و شوربچه در منطقه مورد مطالعه..... ۱۷
- شکل ۱-۱۴- توالی چینه‌شناسی و سیستم نفتی سازندهای کپه‌داغ..... ۳۲
- شکل ۲-۱- تصویر شماتیک از مخزن قبل از مهاجرت گاز..... ۳۷
- شکل ۲-۲- تشکیل مخزن گاز و آب بین‌دانه‌ای و آبران بعد از مهاجرت گاز..... ۳۷
- شکل ۲-۳- نمودار کلر در مقابل برم..... ۴۱
- شکل ۲-۴- نمایش *Metoric Water Line* و انحراف به وسیله تبخیر..... ۴۵
- شکل ۲-۵- تفکیک آب‌های تغذیه‌کننده محلی در آبهای زیرزمینی غیر محلی با استفاده از اکسیژن ۱۸ و دوتریم..... ۴۶
- شکل ۲-۶- نمودار اکسیژن ۱۸ در مقابل دوتریم..... ۴۸
- شکل ۲-۷- کاهش سدیم به افزایش کلسیم در آب تولیدی مخزن جوجو-تکومیناسان مکزیک..... ۵۳
- شکل ۲-۸- رابطه کلر ۳۷ و برم ۸۱ برای فرآیندهای مختلف ژئوشیمیایی..... ۶۱

- شکل ۹-۲- نمودارهای تشخیصی WOR که مقادیر نسبت آب به نفت..... ۶۹
- شکل ۱۰-۲- مقایسه بین دو پدیده مخروطی و کاناله شدن جریان آب ۷۱
- شکل ۱-۳- تصویر شماتیک از مقطع عرضی مخزن گازی مزدوران در میدان گازی خانگیران..... ۷۹
- شکل ۲-۳- نقشه تاقدیس و محل چاه‌های مخزن مزدوران..... ۷۹
- شکل ۳-۳- شکل شماتیک از تفکیک‌گر سرچاهی..... ۸۰
- شکل ۱-۴- موقعیت و پراکندگی چاه‌های شور و شیرین مخزن مزدوران..... ۸۷
- شکل ۲-۴- ناحیه شور شده در مخزن مزدوران..... ۹۰
- شکل ۳-۴- شوری آب تولیدی چاه‌های مخزن مزدوران و دیگر چاه‌های ایران..... ۹۰
- شکل ۴-۴- میانگین دبی چاه‌های مخزن مزدوران..... ۹۱
- شکل ۵-۴- نمودار میانگین دبی قبل از شوری و بعد از افزایش شوری برای چاه‌های شور..... ۹۲
- شکل ۶-۴- میانگین حجم آب تولیدی در چاه‌های گاز مورد مطالعه..... ۹۲
- شکل ۷-۴- نمودار حجم آب تولیدی برای مخازن مختلف دنیا..... ۹۳
- شکل ۸-۴- نمودار نسبت WGR در مخازن مختلف دنیا..... ۹۴
- شکل ۹-۴- شکل TDS آب تولیدی چاه‌های گاز مخزن مزدوران در مقایسه با دیگر مخازن ایران..... ۹۶
- شکل ۱۰-۴- مقایسه TDS آب آبران چاه‌های گاز مخزن مزدوران با مخزن کنگان..... ۹۷
- شکل ۱۱-۴- نمودار نسبت شوری به دبی گاز ۹۹
- شکل ۱۲-۴- نمودار شوری در مقابل حجم آب تولیدی..... ۹۹
- شکل ۱۳-۴- نمودار پایپر مربوط به آب تولیدی میدان‌های مختلف از دنیا..... ۱۰۳
- شکل ۱۴-۴- نمودار شولر مربوط به چاه‌های شیرین و شور و آبران مخزن مزدوران..... ۱۰۴
- شکل ۱۵-۴- نمودار شولر مربوط به چشمه کارستی واقع در کف تونل مزدآوند و چاه آرتزین موجود در منطقه..... ۱۰۵
- شکل ۱۶-۴- نمودار نسبت سدیم به کلر در مقابل کلر..... ۱۰۷
- شکل ۱۷-۴- نمودار نسبت وزنی ید به کلر در مقابل کلر ۱۰۸
- شکل ۱۸-۴- نمودار لگاریتمی یون برم در مقابل کلر..... ۱۱۰
- شکل ۱۹-۴- نمودار رابطه لگاریتمی یون سدیم و برم در طول تبخیر آب دریا..... ۱۱۱

- شکل ۴-۲۰- نمودار کلر به برم در مقابل سدیم به برم..... ۱۱۲
- شکل ۴-۲۱- نمودار رابطه ثابت کارپنتر و غلظت یون برای مخازن مختلف ایران..... ۱۱۳
- شکل ۴-۲۲- نمودار TDS در مقابل غلظت برم آب‌های تولیدی مخازن ایران و دنیا..... ۱۱۴
- شکل ۴-۲۳- نمودار نسبت کلسیم به سدیم در مقابل کلر به منظور اثر فیلترشدن غشایی..... ۱۱۵
- شکل ۴-۲۴- نمودار لگاریتمی لیتیم در مقابل سدیم به کلسیم در برابر Cl به منظور بررسی اثر غشایی..... ۱۱۶
- شکل ۴-۲۵- نمودار رفتار مشابه عناصر لیتیم و برم در مقابل کلر حین تبخیر آب دریا..... ۱۱۷
- شکل ۴-۲۶- نمودار نسبت برم به کلر در مقابل لیتیم به کلر..... ۱۱۷
- شکل ۴-۲۷- نمودار رابطه اکسیژن ۱۸ در مقابل کلر..... ۱۱۹
- شکل ۴-۲۸- نمودار نمایش تغییرات ایزوتوپ دوتریم در برابر اکسیژن ۱۸..... ۱۲۰
- شکل ۴-۲۹- نمودار نمایش تغییرات ایزوتوپ دوتریم در برابر اکسیژن ۱۸..... ۱۲۱
- شکل ۴-۳۰- نمودار کلر ۳۷ در مقابل برم ۸۱..... ۱۲۳
- شکل ۴-۳۱- نمودار کلر ۳۷ در مقابل کلر..... ۱۲۴
- شکل ۴-۳۲- محدوده کلر ۳۷ در میدان گاز خانگیران و سایر مخازن دنیا..... ۱۲۴
- شکل ۴-۳۳- محدوده برم ۸۱ در میدان گازی خانگیران و سایر مخازن دنیا..... ۱۲۵
- شکل ۴-۳۴- روند غلظت یون‌های مختلف در طول تبخیر آب دریا..... ۱۲۶
- شکل ۴-۳۵- نمودار ازدیاد یا کمبود یون‌ها نسبت به آب دریا قدیمی..... ۱۳۰
- شکل ۴-۳۶- نمودار نسبت کلر به برم در مقابل پتاسیم به کلر..... ۱۳۰
- شکل ۴-۳۷- نمودار تغییرات غلظت کلسیم نسبت به برم..... ۱۳۱
- شکل ۴-۳۸- نمودار تغییرات کاهش سدیم به کلسیم اضافی..... ۱۳۲
- شکل ۴-۳۹- نمودار تغییرات کمبود منیزیم و کلسیم اضافی نسبت به خط تبخیر آب دریا..... ۱۳۳
- شکل ۴-۴۰- روند غلظت یون‌های مختلف در مقابل برم در آب شور سازندی مخزن مزدوران..... ۱۳۴
- شکل ۴-۴۱- روند غلظت یون‌های مختلف در مقابل برم..... ۱۳۵
- شکل ۴-۴۲- نمودار نسبت آب به گاز در مقابل زمان ۱..... ۱۳۹
- شکل ۴-۴۳- نمودار نسبت آب به گاز در مقابل زمان ۲..... ۱۴۱

- شکل ۴-۴۴- نمودار نسبت آب به گاز در مقابل زمان ۳..... ۱۴۲
- شکل ۴-۴۵- رابطه عمق و شوری در چاه‌های مخزن مزدوران..... ۱۴۳
- شکل ۴-۴۶- پراکندگی چاه‌های حفره‌باز و مشبک در مخزن مزدوران..... ۱۴۴
- شکل ۴-۴۷- فواصل تولیدی آب و گاز در چاه‌های شمال مخزن مزدوران..... ۱۴۵
- شکل ۴-۴۸- فواصل تولیدی آب و گاز در چاه‌های جنوب مخزن مزدوران..... ۱۴۵

فهرست جداول

- جدول ۱-۲ روش تحلیل نمودار تشخیصی نسبت آب به گاز..... ۶۹
- جدول ۱-۴ غلظت عناصر اصلی موجود در میدان گازی خانگیران..... ۸۸
- جدول ۲-۴ غلظت عناصر فرعی و مقادیری ایزوتوپی در میدان گازی خانگیران..... ۸۹
- جدول ۳-۴ مقادیر حجم آب تولیدی، دبی گاز، شوری چاه‌های گاز مخزن مزدوران..... ۱۰۱
- جدول ۴-۴ مقادیر TDS و یون کلر و مقدار محاسبه شده F_{saline} برای چاه‌های مورد مطالعه..... ۱۳۷

فصل اول: مقدمه

۱-۱- مقدمه

یکی از مشکلات همیشگی در مخازن نفت و گاز فرآیند تولید آب می‌باشد، که جز جدا نشدنی فرآیند تولید هیدروکربن‌ها است. آب موجود در مخازن گازی را آب‌های عمیق یا همان آب‌های سازندی (آب‌های ذاتی) می‌نامند، که تقریباً تجدیدنپذیر است. این آب‌ها می‌توانند شور یا شیرین باشند. همراه با تولید گاز مقداری از این آب‌ها نیز تولید می‌شود که به آن آب تولیدی (Produced Water (PW)) می‌گویند (باقری، ۱۳۹۴). آب‌های تولیدی شیرین می‌تواند همان بخارات آب درون مخزن گاز بوده که در هنگام تولید گاز به همراه آن به سطح زمین می‌رسد. در اثر افت فشار و کاهش دما این بخارات تبدیل به مایع شده و تولید آب شیرین می‌کند. آب‌های درون مخزن می‌تواند شور باشد. منشأ آب‌های شور نیز به مکانیسم تشکیل مخزن در زمان‌های قدیم برمی‌گردد. هنگام تشکیل نفت و گاز، بعد از مهاجرت ثانویه، نیروی مویینگی سبب حرکت سیال در خلل و فرج می‌شود و در نهایت با وجود سنگین‌تر بودن آب نسبت به نفت، آب به سمت پایین رانده می‌شود. نیروی چسبندگی باعث جلوگیری از رانده شدن تمامی آب شور درون مخزن به زیر نفت می‌گردد. به این آب شوری که در درون مخزن در محیط غیراشباع می‌ماند، آب همراه درون حفره‌ای و یا آب بین‌دانه‌ای گفته می‌شود. افزایش شوری آب‌های درون مخزن گاز با مکانیسم اولیه تشکیل مخزن در زمان‌های قدیم ارتباطی نزدیک دارد. هرچه خلل و فرج سنگ کوچک‌تر باشد، درصد آبی که در آن باقی می‌ماند نسبت به نفت یا گاز بیشتر می‌شود. آب شور رانده شده به سمت پایین، تشکیل سفره‌ی آب شور تحت فشار در زیر مخزن نفت و یا گاز را می‌دهد که در صنعت نفت به آن آبدۀ و یا آبران گفته می‌شود. تعیین منشأ آب‌های شور برای بررسی تاریخچه تکامل و بدست آوردن اطلاعات در مورد مهاجرت سیال در حوضه رسوبی مفید می‌باشد. شوری آب‌های شیرین از حدود ۲۰ تا ۱۰۰ میلی‌گرم در لیتر می‌تواند متغیر باشد اما شوری آب‌های شورابه درون مخزن می‌تواند تا حدود ۶۰۰۰۰۰ میلی‌گرم در لیتر نیز با تیپ Ca-Na-Cl برسد (Kharaka 2004). با وجود شوری برابر و همچنین منشأ یکسان شورابه درون مخزن و آبدۀ زیر مخزن گاز، در طول زمان در اثر تماس با سازندهای مختلف ممکن است برخی از خصوصیات شیمیایی و ایزوتوپی آب‌ها تغییر کرده باشد و از این خصوصیات می‌توان جهت تفکیک آب‌ها استفاده کرد.

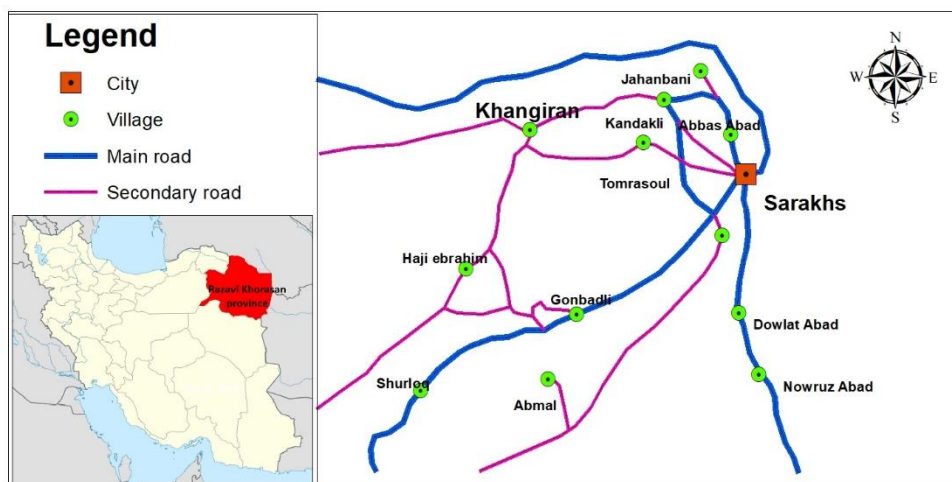
۱-۲- بیان مسئله و هدف

مشکل تولید آب و شوری یکی از معضلات بزرگ در میادین نفت و گاز بوده که هزینه‌های بسیاری به همراه دارد. هزینه‌های ناشی از ایجاد خوردگی، پایین آمدن میزان تولید و مشکلاتی در برابر عملیات پالایش و تصفیه گاز به واسطه تولید آب شور در میادین می‌باشد. یکی از مهمترین سوالات در مورد آب‌های سازندی عمیق در حوضه‌های رسوبی، مربوط به منشأ آب‌های تولیدی می‌باشد. لازم به ذکر است مطالعه و جلوگیری از تولید آب اضافی از مخازن دارای سابقه طولانی می‌باشد، اما مطالعه تولید آب و نمک اضافی و تعیین منشأ آن سابقه چندانی نداشته است و در ایران به ندرت انجام شده است. از سوی دیگر مطالعات تولید آب معمولاً بدون در نظر گرفتن ترکیب آب و مشکل افزایش شوری آب بوده است و کاملاً جدید و نوآورانه می‌باشد. محققین متعددی منشأ آب شور را بررسی نموده‌اند که در این تحقیقات روش‌های متعدد جهت تعیین این نوع آب‌ها به کار برده شده است. در سرچاه، آب و گاز توسط تفکیک‌گرهای نصب شده در روی زمین از هم تفکیک می‌شوند؛ بنابراین آب شور از گاز جدا شده و گاز به سمت پالایشگاه هدایت می‌شود. آب شور تولیدی دارای شوری بالایی می‌باشد به طوری که باعث بروز مشکلاتی که در بالا ذکر شد می‌شود. میدان گازی خانگیران در سال ۱۳۴۷ کشف گردیده و از سال ۱۳۶۲ آغاز به بهره‌برداری کرده است. در سال‌های اخیر تولید آب شور باعث ایجاد خوردگی و گرفتگی در تاسیسات سرچاهی و پالایشگاه و بالتبع کاهش تولید نفت و گاز در این مخزن گازی گردیده است. در این تحقیق با استفاده از مطالعات و بررسی‌های زمین‌شناسی، مهندسی مخزن، بررسی ویژگی هیدروشیمیایی و ایزوتوپی نمونه آب‌های تولیدی، منشأ آب‌های تولیدی و منشأ شوری مخزن گازی مزدوران مطالعه شده است. سازند مزدوران از سازندهای زمین‌شناسی در کپه‌داغ با سن ژوراسیک پسین می‌باشد. از نظر سنگ‌شناسی شامل آهک ضخیم‌لایه تا توده‌ای به رنگ روشن، آهک دولومیتی متخلخل و دولومیت بوده و مخزن گازی خانگیران در این سازند واقع شده است. با توجه به وجود منشأهای شوری مختلف از جمله آب بین‌دانه‌ای و آب آبران زیر مخزن، تعیین منشأ شوری در جهت مدیریت مخزن در جهت افزایش پایدار تولید گاز بسیار اهمیت دارد. بنابراین اولین مرحله برای بررسی شوری در این مخزن، تعیین منشأ آب‌های تولیدی می‌باشد. بررسی و تعیین منشأ آب و نمک اضافی و ارائه راهکارهای مناسب برای حل این

مشکل لازم و ضروری می‌باشد. منشأیابی بروز این پدیده می‌تواند به پیشگیری از وقوع آن در چاه‌هایی که بالقوه آماده تولید آب و نمک اضافی هستند ولی این پدیده در آن بروز نکرده، مفید باشد.

۳-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

در ایران سه منطقه نفتی ایران مرکزی، زاگرس و کپه‌داغ برای مطالعه سازندهای نفتی وجود دارد. حوضه رسوبی کپه‌داغ در شمال شرقی ایران و در بخش وسیعی از ترکمنستان و شمال افغانستان گسترده شده است. در هر سه کشور، میدان‌های گازی عظیمی در این حوضه کشف شده‌اند. حوضه رسوبی کپه‌داغ در ایران بین $35^{\circ} 30'$ تا $35^{\circ} 15'$ عرض شمالی و $54^{\circ} 00'$ تا $61^{\circ} 13'$ طول شرقی قرار دارد. وسعت منطقه در حدود 55000 کیلومتر مربع یعنی تقریباً $3/3$ درصد مساحت کل کشور است. همچنین میدان گازی خانگیران در 25 کیلومتری شمال غربی سرخس و 180 کیلومتری شمال شرقی مشهد در منطقه خانگیران در استان خراسان رضوی قرار دارد. شرکت نفت و گاز شرق، که از زیر مجموعه‌های شرکت نفت مناطق مرکزی ایران است، مسئولیت توسعه و بهره‌برداری از میدان‌های هیدروکربوری این منطقه را بر عهده دارد. خانگیران یکی از وسیع‌ترین مناطق عملیاتی صنعت نفت ایران است به طوری که فاصله دو چاه در این منطقه به حدود 60 کیلومتر می‌رسد.



شکل ۱-۱) راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

در این حوضه تاکنون سه میدان گازی کشف شده است. تولید گاز از سه مخزن مزدوران، شوريجه B و D می‌باشد. در حال حاضر تعداد ۵۴ حلقه چاه درمیدان خانگیران حفاری شده است.

الف - مخزن مزدوران

طول مخزن حدود ۳۲ کیلومتر و عرض آن حدود ۱۵ کیلومتر است. حجم گاز اولیه در مخزن به میزان ۲۸/۴۳ تریلیون فوت مکعب استاندارد برآورد گردیده است. با توجه به ضریب بازیافت ۷۲٪، ذخیره گاز قابل استحصال ۲۰/۶۹ تریلیون فوت مکعب استاندارد می‌باشد. گاز پرفشار مخزن مزدوران گاز ترش می‌باشد که با دارا بودن ۳/۵٪ سولفور و ۶/۵٪ گاز کربنیک گازی بسیار خورنده، برای چاه‌ها و تاسیسات و خطوط لوله بوده است. در حال حاضر ۳۲ چاه از مخزن مزدوران در حال بهره‌برداری می‌باشند.

ب - مخزن شوريجه B

این مخزن در سال ۱۳۴۷ کشف و بهره‌برداری از آن از سال ۱۳۵۳ آغاز گردید. براساس آخرین مطالعات انجام شده، حجم اولیه گاز در مخزن ۱۱۹۰ میلیارد فوت مکعب استاندارد می‌باشد که با در نظر گرفتن ضریب بازیافت ۷۱٪، ۸۵۴ میلیارد فوت مکعب آن قابل استحصال می‌باشد. میزان برداشت تا اول تیر سال ۱۳۹۷، ۵۱۸/۳ میلیون فوت مکعب در روز بوده است. گاز این مخزن شیرین بوده و میعانات گازی و گاز کربنیک آن، قدری بیشتر از مخزن شوريجه D است.

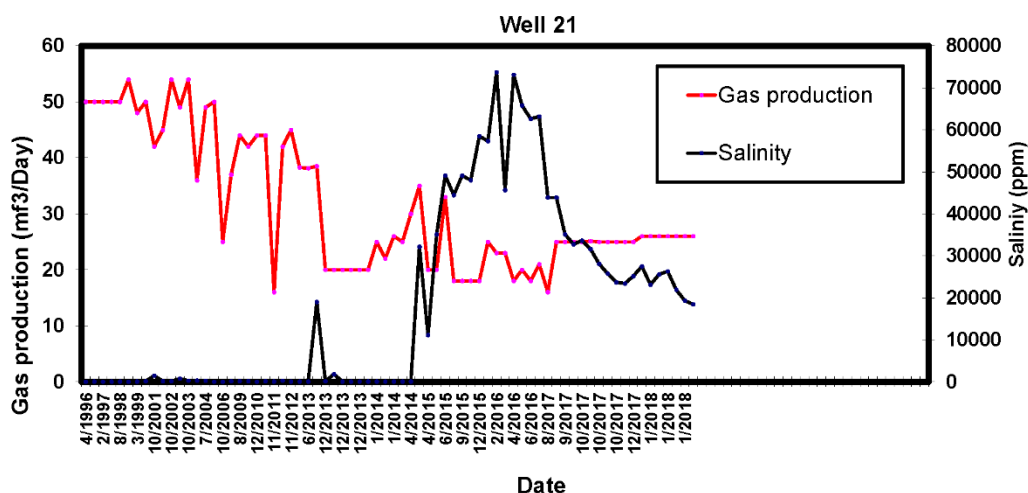
ج - مخزن شوريجه D

این مخزن در سال ۱۳۶۶ کشف، و بهره‌برداری آن همان سال آغاز گردید. براساس آخرین مطالعات انجام شده حجم اولیه گاز ۱۱۶۸ میلیارد فوت مکعب استاندارد می‌باشد و با ضریب بازیافت ۷۰/۴٪، میزان گاز قابل استحصال ۸۲۲ میلیارد فوت مکعب استاندارد است. این مخزن فاقد سولفید هیدروژن بوده و شیرین تلقی می‌شود. گاز تولیدی به علت دارا بودن قدری ناخالصی گاز کربنیک، تا حدودی خورنده خطوط لوله و تاسیسات

است و بنابراین از تزریق مواد ضد خوردگی به چاه‌ها، جهت کنترل خوردگی استفاده می‌شود. در حال حاضر از ۵ حلقه چاه تولیدی از این مخزن، روزانه تا ۵ میلیون متر مکعب گاز قابل تولید است.

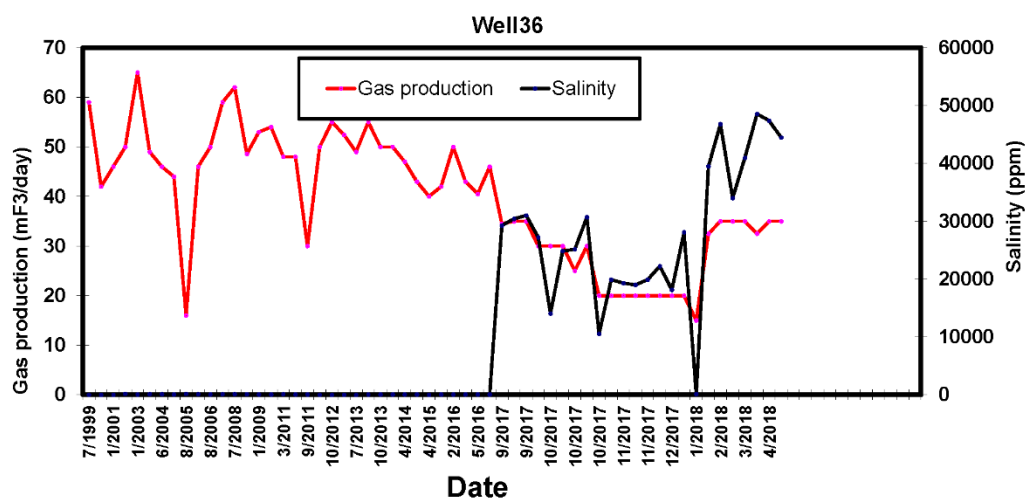
۴-۱- رفتار سنجی چاه‌های گاز مخزن مزدوران

تغییرات دبی و شوری برخی از چاه‌های تولیدی در زمان‌های مختلف بررسی شده است. با افزایش میزان تولید، در چاه ۲۱ مقدار شوری آب‌های تولیدی با گذر زمان افزایش یافته است. به طوری که در گروهی از چاه‌ها از سال ۲۰۱۴ میزان شوری اولیه از ۲۰۰۰ به ۵۰۰۰۰ میلی‌گرم در لیتر رسیده است که سبب کاهش میزان تولید از ۳۵ به ۱۵ میلیون فوت مکعب در روز (MF^3/D) شده است. این روند افزایش شوری در چند چاه دیگر نیز مشاهده شده است. چاه ۲۱ که در شمال غربی مخزن واقع شده است جزء اولین چاه‌هایی می‌باشد که تولید آب کرده و شوری آن تا ۸۰۰۰۰ ppm نیز افزایش یافته است (شکل ۱-۲). بعد از بالا رفتن شوری مقدار دبی کم شده و تا $17 (MF^3/D)$ کاهش یافته است. اما همچنان روند افزایش شوری ادامه دار بوده و در این زمان برای جلوگیری از شوری بیشتر، انتهای چاه را مسدود کرده‌اند و میزان زیاد شوری و آب تولیدی تا حدی مهار گردیده است، اما پس از مدتی دوباره آب تولیدی روند افزایشی گرفته است و در حال حاضر به علت آب تولیدی اضافی این چاه مسدود می‌باشد و برداشتی از آن انجام نمی‌گردد.



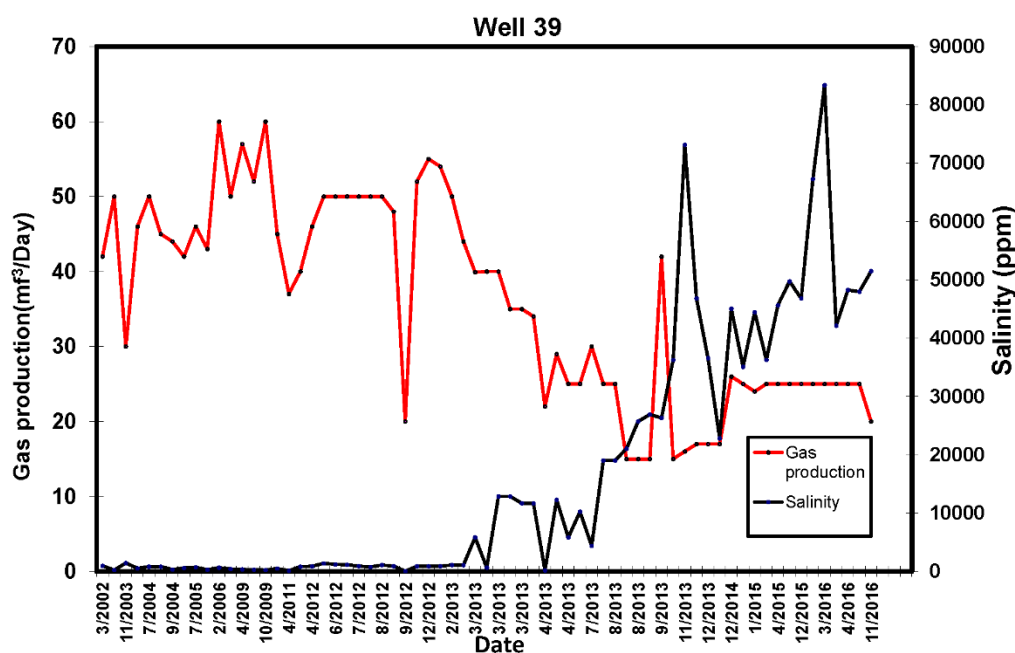
شکل ۱-۲) سری زمانی تغییرات شوری و دبی نسبت به زمان چاه ۲۱

چاه گازی شماره ۳۶ که از لحاظ فاصله افقی در نزدیکی چاه ۲۱ قرار گرفته است در مدت زمان ۱۷ سال دبی این چاه به علت برداشت زیاد و به دنبال آن افزایش شوری، کاهش یافته است و از ۶۰ به ۱۸ (MF^3/D) رسیده است. شوری نیز در این مدت از ۵۹ میلی گرم بر لیتر به ۳۰۰۰۰ میلی گرم بر لیتر رسیده است (شکل ۳-۱). همانطور که در شکل ۳-۱ نیز مشاهده می شود با کاهش دبی، شوری مجدداً افزایش یافته و به مرز ۵۰۰۰۰ میلی گرم نیز رسیده است. در حال حاضر برای بهره‌وری بهتر از تزریق ژل و نصب تفکیک‌گر برای این چاه استفاده شده است.



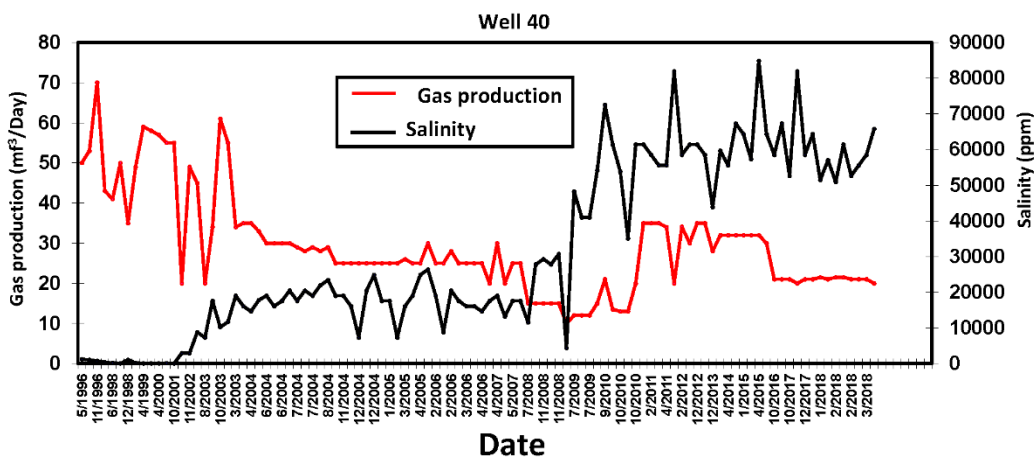
شکل ۳-۱) سری زمانی تغییرات شوری و دبی نسبت به زمان چاه ۳۶

چاه ۳۹ در شمال مخزن مزدوران قرار گرفته است. در اوایل سال ۲۰۱۲ میلادی با مشکل تولید آب اضافی مواجه شده است. لذا دبی تولیدی چاه به تدریج در مدت یک سال از ۶۰ به ۲۵ (MF^3/D) کاهش یافته است. مشکل با مسدودسازی فواصل انتهایی چاه توسط دستگاه لوله مغزی سیار و نصب تفکیک‌گر موقتاً رفع گردید. در سال ۲۰۱۶ نیز مجدداً تولید آب زیاد، موجب کاهش دوباره دبی و افزایش شدید شوری شده و تا ۵۰۰۰۰ میلی گرم بر لیتر نیز رسیده است. در اواخر سال دبی آب اضافی اندازه‌گیری شده در تفکیک‌گر روند افزایشی نشان داده است، بطوریکه در دبی گاز ۲۰ (MF^3/D)، به ۷۳۱ بشکه در روز افزایش یافت. این چاه به علت افزایش آب تولیدی بیشتر از ظرفیت تفکیک‌گر بسته شده است (شکل ۴-۱).



شکل ۱-۴) سری زمانی تغییرات شوری و دبی نسبت به زمان چاه ۳۹

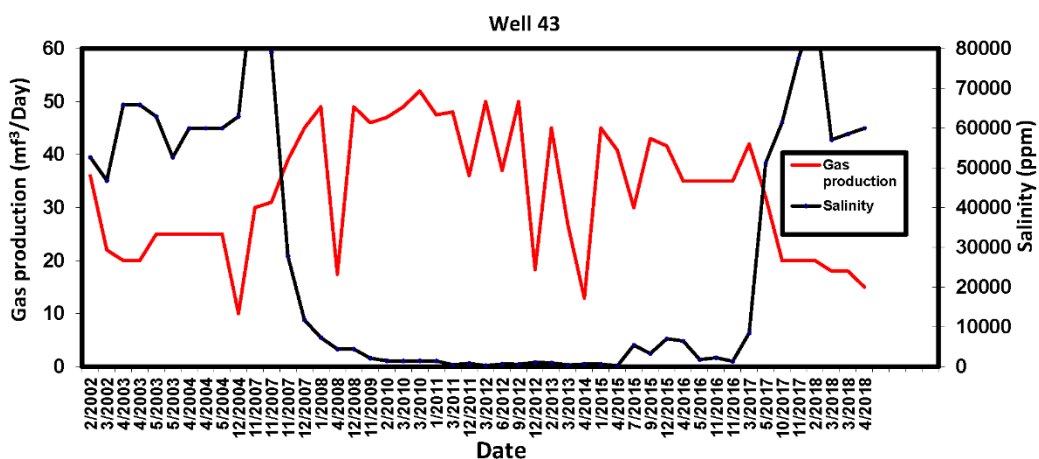
چاه ۴۰ در جنوب شرقی مخزن مزدوران واقع شده است. این اولین چاه مخزن می‌باشد که دچار تولید آب اضافی شده است. دبی این چاه تا $70 (MF^3/D)$ افزایش یافته است. در سال ۲۰۰۲ تولید آب آغاز شده و به همین دلیل دبی تا $40 (MF^3/D)$ کاهش داده شده است. به دلیل تولید مجدد آب و شوری بالا باز هم دبی تولید گاز به $25 (MF^3/D)$ کاهش یافته است. به علت افزایش شوری و میزان تولید آب، جهت جلوگیری از عدم ورود آب به خط انتقال گاز و تأسیسات مرکز اندازه‌گیری، تفکیک‌گر سرچاهی برای این چاه نصب شده است، اما به علت تداوم افزایش روند شوری دبی تا $15 (MF^3/D)$ نیز کاهش یافته است. این چاه برای مدت زمانی نیز از مدار تولید خارج شده است و مجدداً با قرار دادن تفکیک‌گر جدید دو فازی با دبی ۲۲ تا ۳۰ (MF^3/D) با شوری ۶۳۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر بهره‌برداری از این چاه آغاز شده است (شکل ۱-۵).



شکل ۵-۱) سری زمانی تغییرات شوری و دبی به زمان چاه ۴۰

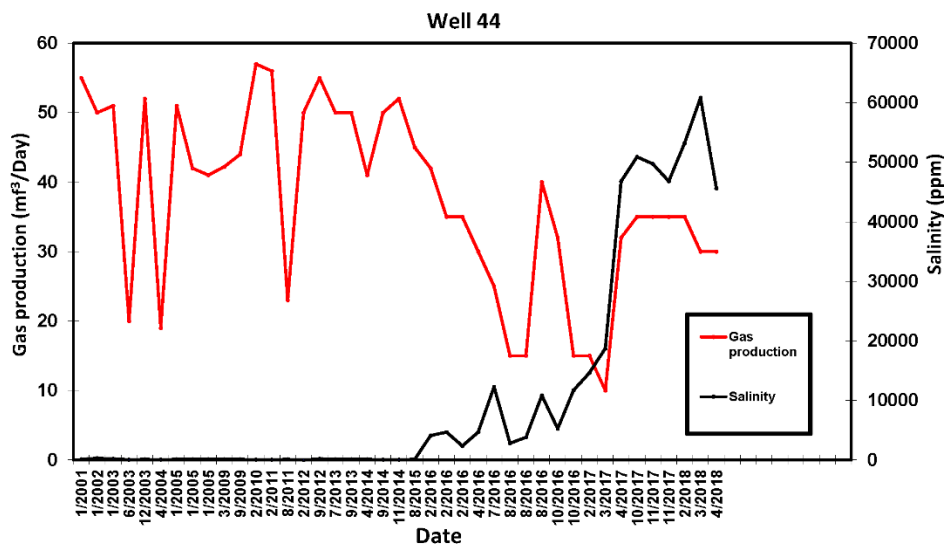
چاه ۴۳ در شمال شرقی مخزن قرار دارد. در سال ۲۰۰۴ به دلیل تولید آب بیش از حد از مدار تولید موقتا خارج شده است و با حفر چاه انحرافی جدید در سال ۲۰۰۷ مجدداً با دبی (MF³/D) ۳۵ در مدار تولید قرار گرفته است. به دلیل بسته شدن چاه ۳۹ که در نزدیکی چاه ۴۳ قرار دارد به صورت ناگهانی افزایش دو برابری آب اضافی در چاه ۴۳ مشاهده شده است. لذا دبی مجدداً تا (MF³/D) ۳۰ کاهش یافته است. در حال حاضر با دبی (MF³/D) ۲۵ و شوری حدود ۵۸۰۰۰ میلی گرم بر لیتر در مدار تولید قرار دارد

(شکل ۶-۱).



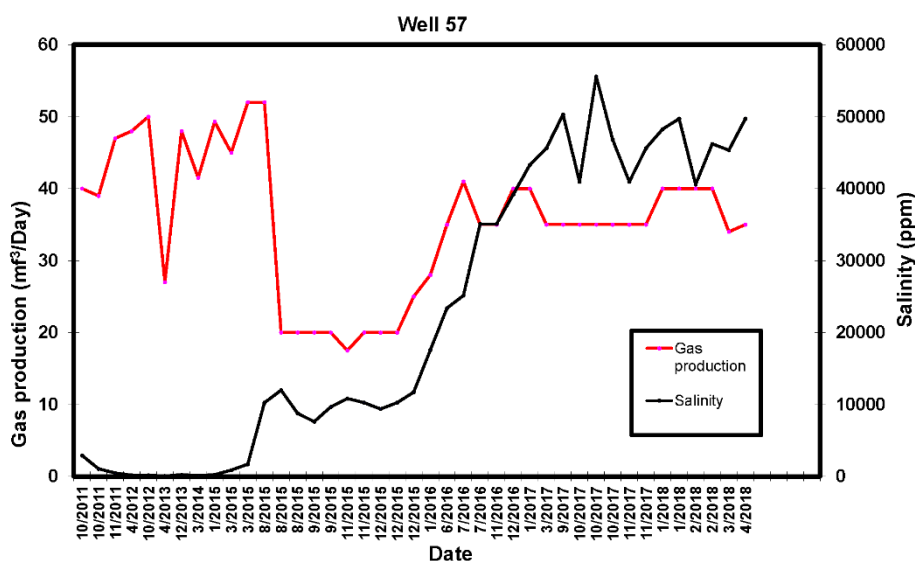
شکل ۶-۱) سری زمانی تغییرات شوری و دبی نسبت به زمان چاه ۴۳

چاه ۴۴ در جنوب شرقی مخزن واقع شده است. در اواسط سال ۲۰۱۵ با مشکل تولید آب اضافی مواجه شده و جهت کنترل دبی از ۵۰ تا ۱۵ (MF^3/D) کاهش یافته ولی همچنان شوری افزایش یافته است. تفکیک‌گر سرچاهی در سال ۲۰۱۷ نصب شد و در سرویس قرار گرفت هم اکنون با دبی (MF^3/D) ۳۵ با شوری ۴۷۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر در مدار تولید قرار دارد (شکل ۷-۱).



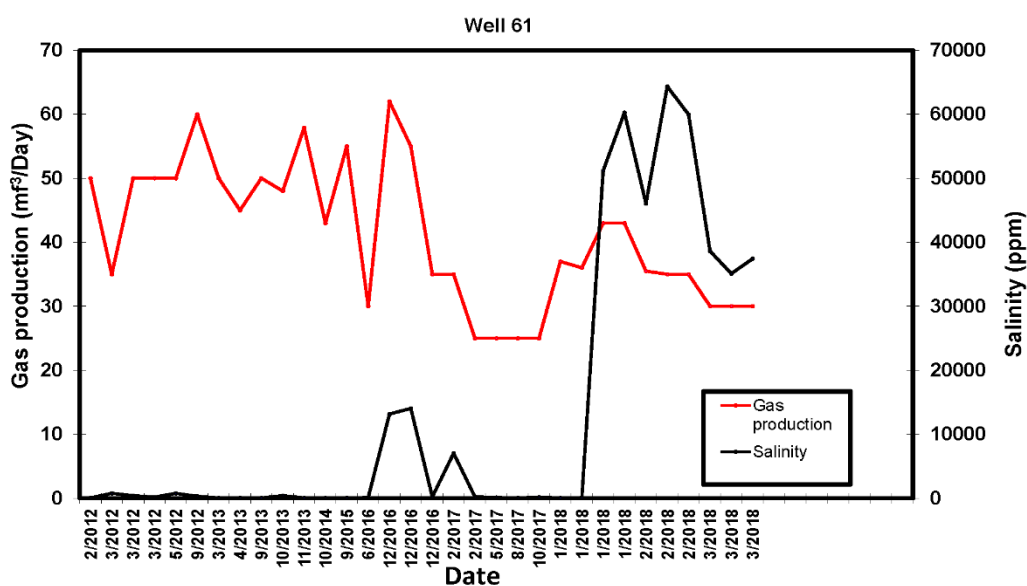
شکل ۷-۱) سری زمانی تغییرات نسبت شوری ودبی به زمان چاه ۴۴

چاه ۵۷ در شرق مخزن واقع شده است. این چاه فقط با مشکل شوری آب تولیدی مواجهه هست و میزان آب تولیدی آن بالا نمی‌باشد. همچنین با ۴۲۶۰ متر عمق از عمیق‌ترین چاه‌های این مخزن می‌باشد. در سال ۲۰۱۳ افزایش تدریجی شوری آب تولیدی چاه آغاز شد. بعد از نصب تفکیک‌گر سرچاهی مجدداً با دبی (MF^3/D) ۳۵ با شوری ۴۵۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر در مدار تولید قرار گرفت، و افزایش روند شوری چاه همچنان ادامه دارد (شکل ۸-۱).



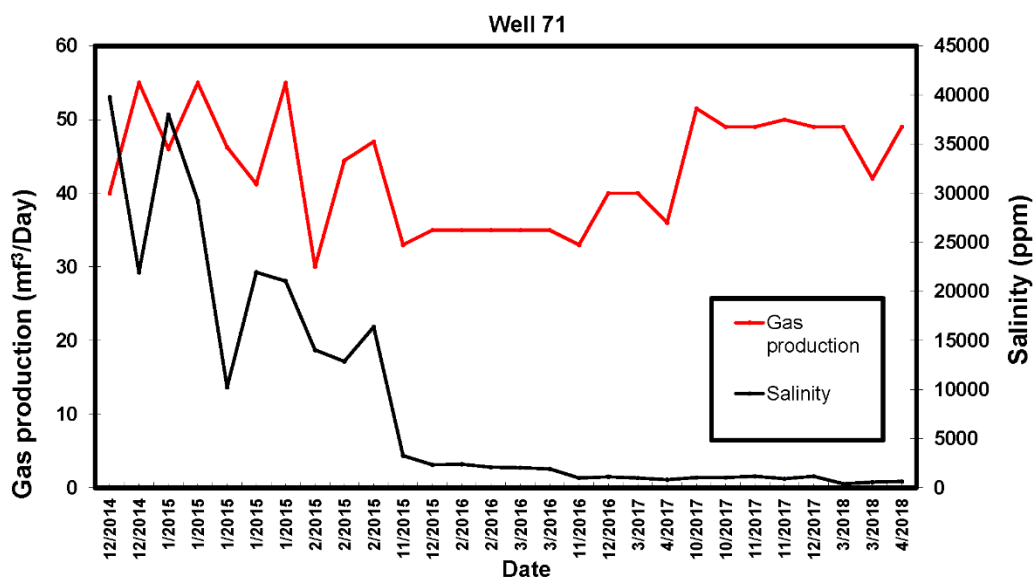
شکل ۸-۱) سری زمانی تغییرات شوری و دبی نسبت به زمان چاه ۵۷

چاه ۶۱ در حالی که با $32 \text{ (MF}^3/\text{D)}$ در حال برداشت بود میزان شوری آن 117 میلی گرم بر لیتر بوده اما به محض نیاز به مقدار برداشتی بیشتر و افزایش دبی به $62 \text{ (MF}^3/\text{D)}$ شوری تا 14000 میلی گرم بر لیتر افزایش یافته است. لذا طی دو مرحله دبی تولیدی از 60 میلیون فوت مکعب بر روز به 55 و $35 \text{ (MF}^3/\text{D)}$ کاهش داده شده است و تا مدتی با کنترل دبی بر روی $25 \text{ (MF}^3/\text{D)}$ شوری کنترل شده و در حال حاضر برای رفع این موضوع تفکیک گر نصب شده است.



شکل ۹-۱) سری زمانی تغییرات نسبت شوری و دبی به زمان چاه ۶۱

چاه ۷۱ با عمق ۳۷۰۱ یکی دیگر از عمیق‌ترین چاه‌های مخزن مزدوران می‌باشد. این چاه در ابتدا شوری آن حدود ۴۰۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر بوده و با تکمیل چاه و انحراف نسبی و همچنین نصب تفکیک‌گر شوری کاهش یافته است. به علت رسیدگی سریع و کنترل به موقع دبی هم شوری و هم آب تولیدی این چاه مهار شده است و در حال حاضر دیگر نیز نیاز به تفکیک‌گر سرچاهی نمی‌باشد. این چاه در حال حاضر با دبی (MF^3/D) ۵۰ شوری آن ۹۸۰ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد و میزان تولید آب هم کمتر از ۱۰۰ بشکه در روز می‌باشد.

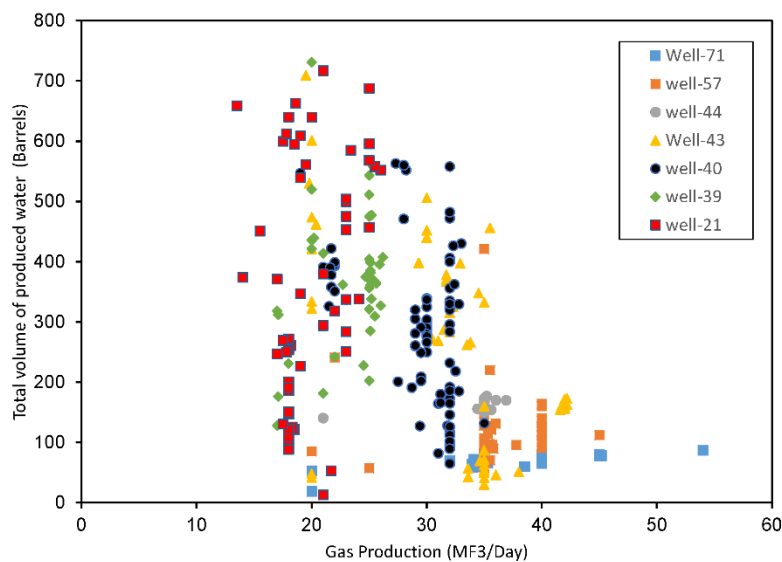


شکل ۱-۱) سری زمانی تغییرات شوری و دبی نسبت به زمان چاه ۷۱

دو چاه ۳۶،۵۷ با مشکل تولید آب اضافی مواجه هستند. هفت چاه دیگر علاوه بر تولید آب اضافی مشکل شوری نیز دارند. راه‌حل‌های متفاوتی مثل کاهش دبی، بستن موقتی چاه، سیمان‌کاری ته چاه برای مهار و کاهش آب تولیدی انجام می‌شود که هر کدام دارای معایب و مزایایی می‌باشد. همانطور که مشاهده شده بعد از سیمان‌کاری انتهای چاه در تعدادی از چاه‌های مخزن مجدداً آب تولیدی شروع به افزایش کرد. همچنین کاهش دبی راه‌حل دائمی و مطمئن نمی‌باشد.

بالاترین میزان آب تولیدی در چاه‌های گاز مخزن مزدوران ۷۰۰ بشکه در روز بوده است. همچنین بالاترین حد تولید آب اضافی در این مخزن ۱۰۰۰ بشکه در روز و کمترین مقدار هم چیزی حدود ۴۰ بشکه در روز است. بیشتر و کمتر از این مقدار در این مخزن مشاهده نشده است. به‌طور مثال چاه ۶۱ با دبی ۵۹ میلیون

فوت مکعب در روز شوری نزدیک به میلی گرم بر لیتر داشته و در حالی ۳۴ بشکه در روز میزان آب تولیدی آن بوده است. بعد از کاهش دبی به ۳۵ میلیون فوت مکعب در روز میزان تولید آب به ۴۴ بشکه رسیده و دیگر روند افزایشی آن مهار نشده است. در تعدادی از چاه‌های مورد مطالعه با افزایش دبی برداشتی، حجم آب کل تولیدی چاه افزایش یافته است و این افزایش حجم آب به مرور زمان سبب افزایش شوری در بعضی از چاه‌های میدان خانگیران شده است. حجم هر بشکه ۱۵۸/۹۸ لیتر می‌باشد که در محاسبات ۱۵۹ لحاظ می‌شود.



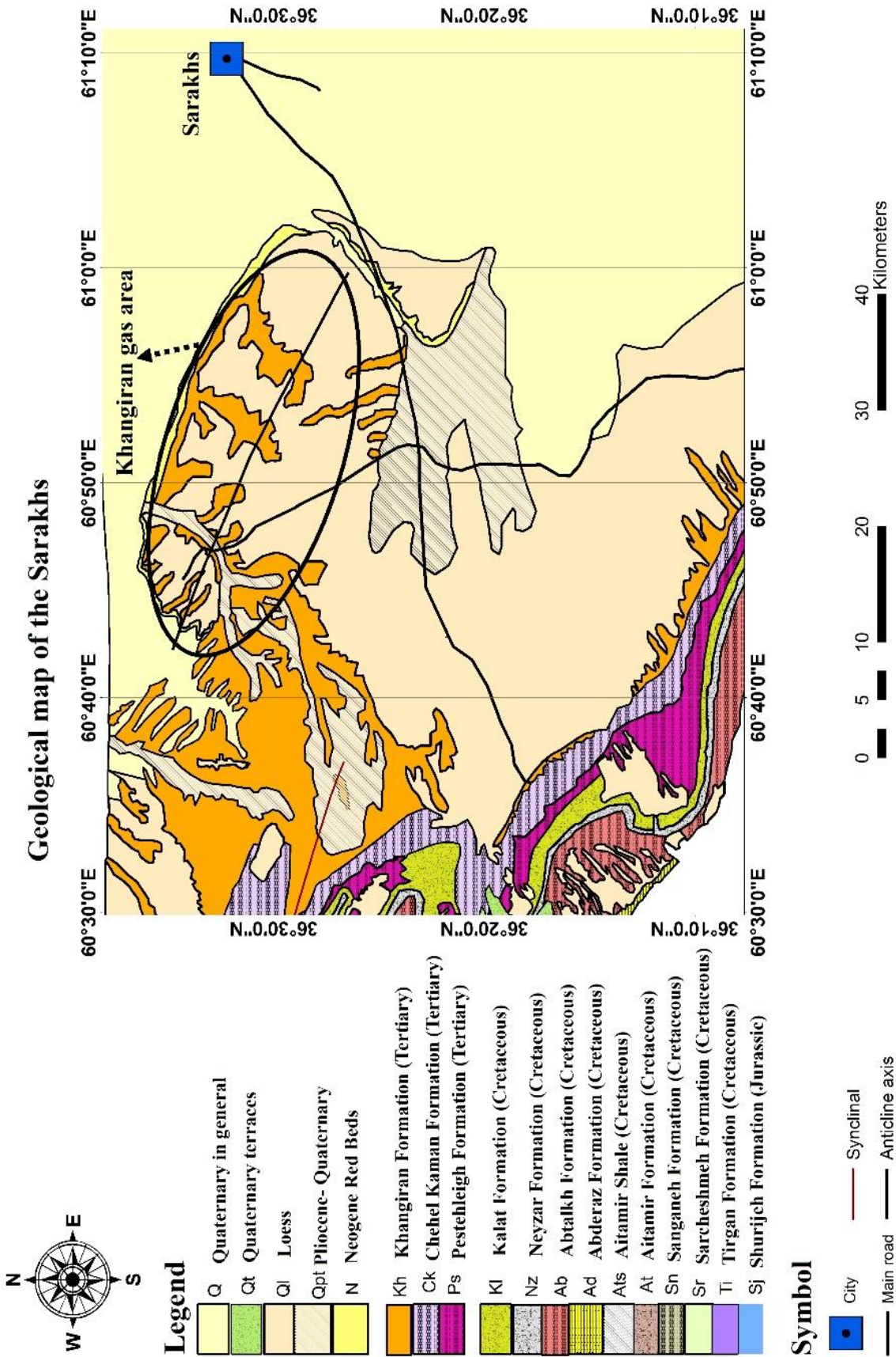
شکل ۱-۱) نمودار حجم آب تولیدی کل به دبی گاز

۵-۱- زمین‌شناسی کلی منطقه مورد مطالعه

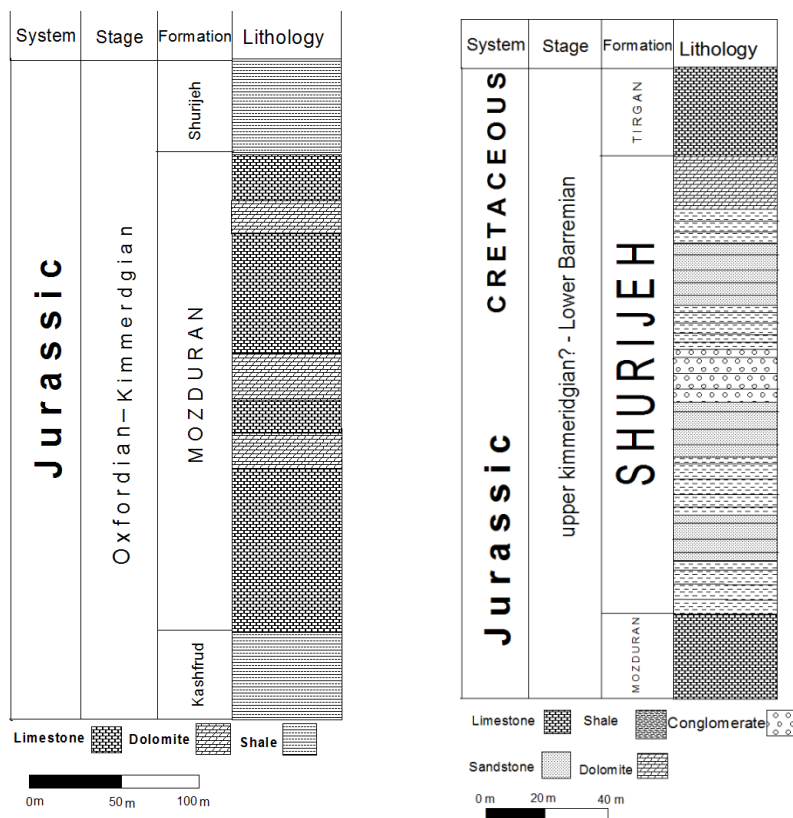
حوضه درون قاره‌ای کپه‌داغ پس از بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در طی کوهزایی سیمیرین پیشین در زمان تریاس میانی تشکیل شده است. این حوضه علاوه بر ایران در کشورهای مجاور از جمله افغانستان و ترکمنستان نیز گسترش نسبتاً وسیعی داشته و دارای مخازن هیدروکربوری است. رسوبگذاری این حوضه، از ژوراسیک تا پالئوژن ادامه داشته و شامل مجموعه‌ای از رسوبات سیلیسی آواری و کربناته است (Afshar-Harb 1373).

تحولات تکتونیکی در این حوضه به صورت سکانس‌های پسروری و پیشروی شناخته شده است. این حوضه به واسطه بالآمدگی قدیمی جنوب دریاچه‌ی خزر از حوضه البرز جدا شده است. دو رشته کوه موازی به نام رشته کوه‌های کپه‌داغ و هزار مسجد در شمال و رشته‌کوه‌های گلستان و الاداغ و بینالود در جنوب، بیشترین سطح کپه‌داغ را پوشانده است (Afshar-Harb 1969). ضخامت زیاد سنگ‌های رسوبی و نبود فعالیت‌های آذرین، کپه‌داغ را پس از زاگرس مناسب‌ترین حوضه برای تشکیل و تجمع هیدروکربن ساخته است. در این حوضه، سنگ‌های رسوبی ژوراسیک، کرتاسه از گسترش و ضخامت بالایی برخوردار هستند و جز کامل‌ترین و ستبرترین نهشته‌های ایران هستند (Afshar-Harb 1373). رسوبات ژوراسیک بالایی این حوضه شامل سازندهای مزدوران و شوربچه می‌باشند. سازندهای مخزنی شوربچه و مزدوران در قسمت جنوب و غرب میدان خانگیران برونزد دارند (شکل ۱-۱۲). سازند کربناته مزدوران سنگ مخزن اصلی میدان گازی بزرگ خانگیران و گنبدلی را تشکیل می‌دهد. برش الگو این سازند به ضخامت ۴۲۰ متر در ارتفاعات شرق روستای مزدوران با سن آشکوب آکسفوردین، واقع شده است (Afshar-Harb 1373). سازند مزدوران از سنگ‌های کربناتی ضخیم لایه و صخره‌ساز تشکیل شده و لایه‌های مارن و شیل به صورت لایه‌های فرعی در آن دیده می‌شود (شکل ۲-۱۳). در شرق منطقه لایه‌های ضخیم سنگ دولومیت در سازند وجود دارد که دارای تخلخل قابل توجهی می‌باشد. در شرقی‌ترین بخش منطقه، در شرق دهکده گنبدلی، در چاه‌های حفر شده در تاقدیسی به همین نام لایه‌های گچ در بخش‌های فوقانی این سازند دیده شده است. در بسیاری از رخنمون‌ها، صد متر زیرین سازند از آهک میکریتی تشکیل شده که دارای رگه‌ها و یا گره‌های چرت است. ضخامت سازند مزدوران از رشته قره‌داغ به سوی شمال در زیر دشت سرخس به سرعت افزایش می‌یابد. در چاه شماره ۲ گنبدلی، در فاصله ۴۰ کیلومتری شمال برش نار، ضخامت سازند به بیش از ۹۰۰ متر بالغ می‌گردد. بخش فوقانی سازند مزدوران را در این چاه تناوب لایه‌های سنگ کربناتی و انیدریت تشکیل می‌دهد. چاه شماره ۳۱ خانگیران در ۵۴ کیلومتری شمال برش قره قیطان واقع است. در این فاصله ضخامت سازند مزدوران از ۵۴ متر به ۱۳۸۰ متر افزایش می‌یابد. در این چاه لایه‌های تبخیری در سازند مزدوران وجود ندارد (Afshar-Harb 1982). سازند شوربچه با سن کمبریجین پیسین- بارمین پیشین به صورت یک واحد لیتولوژیکی قرمز رنگ و راهنما سازندهای کربناته و

صخره‌ساز مزدوران و تیرگان را از هم جدا می‌کند. این رسوبات آواری-تبخیری در اثر عملکرد فاز زمین‌ساختی سیمین پسین در اواخر ژوراسیک پسین- اوایل کرتاسه پیشین، در محیط‌های رودخانه‌ای، سبخایی، دلتایی، مردابی و دشت ساحلی در بخش وسیعی از حوضه کپه‌داغ نهشته شده است (Afshar-Harb 1373؛ Najafi 2009; Harami and Brenner 1990; Harami et al 2009). سازند شوربچه از مرز افغانستان تا آرموتلی (آرمادلو) در ۸۰ کیلومتری خاور گنبد کاووس گسترش دارد (Afshar-Harb 1979). این سازند از شیل، رس، سنگ‌های قهوه‌ای مایل به قرمز، ماسه‌سنگ‌های قهوه‌ای مایل به خاکستری، کنگلومرا، گچ و به طور محلی رسوبات کربناته تشکیل شده است. سازند شوربچه در برش الگو ۹۸۰ متر ستبرا دارد و از سه بخش غیر رسمی شامل بخش آواری-تبخیری زیرین، بخش کربناته-تبخیری میانی و بخش آواری بالایی تشکیل شده است (Afshar-Harb 1373). سازند شوربچه در چاه خانگیران، ۲۶۰ متر ستبرا دارد. در این برش سازند شوربچه به صورت هم‌شیب با تغییرات سنگ‌شناسی مشخص بر روی سازند مزدوران و خود به صورت هم‌شیب و با تغییرات سنگ‌شناسی مشخص در زیر نهشته‌های کربناته سازند تیرگان قرار دارد (شکل ۲-۱۳). بررسی رخساره‌های سنگی و تفسیر محیط رسوب‌گذاری سازند شوربچه به ویژه در نواحی شرقی و جنوب شرق حوضه کپه‌داغ نشان می‌دهد. رسوبات این سازند در این بخش از حوضه بیشتر در سیستم‌های رودخانه‌ای (رودخانه‌های بریده بریده با بستر گراولی) برجای گذاشته شده‌اند. در صورتی که به سمت نواحی مرکزی و غربی حوضه، به دلیل تغییرات رخساره تنوعی از سیستم‌های رودخانه‌ای ماندری، دریاچه‌های شور، دلتایی، دشت ساحلی و دریایی را برای رسوبات این سازند پیشنهاد می‌کنند (Harami and Brenner 1990; Harami et al. 2009). برش الگو سازند شوربچه در نزدیکی دره خور قرار دارد (Afshar-Harb 1982). سازند شوربچه در برش روستای آبگرم با ۶۱۰ متر ضخامت، در ۷۵ کیلومتری شمال شرق مشهد و ۲۵ کیلومتری دره خور قرار دارد. این برش از واحدهای ماسه‌سنگی و واحدهای شیلی با میان لایه‌های کربناته تشکیل شده است.



شکل (۱۲-۱) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه



شکل ۱-۱۳) ستون چینه‌شناسی سازندهای مزدوران (Afshar-Harb, 1373) و شورجه (Jamali et al., 1393) در منطقه مورد مطالعه

۱-۶- ساختارهای زمین‌شناسی حوضه کپه‌داغ

۱-۶-۱- چین‌ها

روند کلی محور چین‌خوردگی‌ها در باختر کپه‌داغ در جهت شمال خاور- جنوب باختر بوده و در خاور کپه‌داغ در جهت‌های خاوری- باختری و شمال باختر- جنوب خاور است. در بخش مرکزی امتداد محوری خاوری- باختری است و این سه امتداد با قوس‌های ملایم بهم می‌پیوندند. در غرب کپه‌داغ تاقدیس‌های بزرگی وجود دارد. این تاقدیس‌ها نامتقارن و همگی دارای دامنه جنوبی گسله‌اند. مانند تاقدیس‌های کوه ازوم، نایبا، بیغمبر، خرخود و تکل کوه. در شمال این تاقدیس‌ها، تاقدیس‌های دیگری چون حاجی‌داغ و اینچه ساختمان‌هایی تقریباً متقارن هستند و یا حداقل دارای دامنه جنوبی بدون گسل هستند. تاقدیس‌های باختر کپه‌داغ دارای

دماغه‌هایی در جهت باختر-جنوب باختر می‌باشند. ولی دماغه خاوری آنها وضع روشنی ندارند (Afsharharb, 1373). در خاور کپه‌داغ بالعکس، دماغه خاوری تاقدیس‌ها بسیار آشکار و دماغه‌های باختری نسبتاً ضعیف هستند. در خاور کپه‌داغ، در رشته کوه‌های هزار مسجد نیز ساختمان‌های زمین‌شناسی به شدت گسله‌اند ولی در شمال و شمال خاور این رشته کوه‌ها و در شمال رشته کوه قره داغ ساختمان‌های زمین‌شناسی مانند تاقدیس اشلر، امیرآباد، چهچه و خانگیران ساختمان‌هایی کم و بیش متقارن و با چین خوردگی ملایم هستند. تاقدیس خانگیران دامنه‌های بسیار کم‌شیبی دارد.

۱-۶-۲- تکتونیک و گسل‌ها

سلسله کوه‌های شمالی و جنوبی ایران، مدت‌های زیادی است که جز قسمتی از سیستم سلسله کوه‌های آلپ و هیمالیا شناخته شده است. درباره تشکیل حوضه کپه‌داغ نظرات متعددی عنوان شده است. ارائه نظریه‌های گوناگون راجع به تشکیل حوضه کپه‌داغ بدلیل اهمیت خاصی است که زمین‌شناسان به خاطر داشتن شرایط مساعد جهت تشکیل و تجمع مواد هیدروکربوری و نبود فعالیت ولکانیک عمده، برای این منطقه قائل هستند. گستره زمین‌شناسی کپه‌داغ به صورت باریکه طویلی در شمال خراسان و ادامه بخش شمالی آن در کشور ترکمنستان قرار دارد. حد شمالی این پهنه با صفحه اوراسیا گسله می‌باشد. گسل عشق آباد در کشور ترکمنستان به روند شمالی-جنوبی جدا کننده این گستره از پهنه توران است که ادامه این گسل در ناحیه سرخس ایران هم دیده می‌شود (Nabavi, 1355). رخنمون سنگ‌های پیش از دوگر، محدود به چند محل در حاشیه جنوبی حوضه است (Afsharharb, 1373). فرونشینی حوضه کپه‌داغ در طی زمان ژوراسیک بر اثر فاز کیمرین پیشین اتفاق افتاده است و سازندهای کشف‌رود، چمن‌بید و مزدوران در آن رسوبگذاری شده است. فاصله زمانی تریاس تا کرتاسه پیشین در شمال و در مرکز ایران با دو چرخه بزرگ ساختاری-رسوبی مشخص می‌شود که شروع هر چرخه با یک پیشروی گسترده دریا همراه است. پی‌سنگ کپه‌داغ دنباله پی‌سنگ هرسی-نین توران بوده که اثر آن را می‌توان در ناحیه آق‌دربند مشاهده نمود. با توجه به دگرگونی هرسی‌نین در

آق‌دربند و با وجود بیرون‌زدگی‌ها از رخساره‌های پالئوزوئیک ایران مرکزی در بخش جنوبی و باختری منطقه، این پهنه دنباله پلاتفرم آفریقا-عربستان در نظر گرفته می‌شود (Stoklin, 1968; Ruttner, 1984). در پی سنگ این منطقه ۴ گسل اصلی تشخیص داده است که لاقل پیش از ژوراسیک فعال بوده‌اند. این گسل‌ها بعدها و در طی حرکات فشاری از حالت عادی به گسل معکوس تغییر وضعیت داده‌اند. از ویژگی‌های اصلی این پهنه نبود فعالیت‌های ماگمائی در طول پیدایش و دوام این حوضه می‌باشد. افشار حرب (۱۳۵۳) متعقد است که فرونشینی حوضه کپه‌داغ در طی زمان ژوراسیک بر اثر فاز کیمیرین پیشین اتفاق افتاده است و سازندهای کشف‌رود، چمن‌بید و مزدوان در آن رسوبگذاری شده است. در این کوهزایی، لایه‌های مختلف سازند خانگیران متعلق به ائوس پایانی و یا الیگوسن پیشین هماهنگ با سازندهای قدیمی‌تر چین خورده‌اند (افشارحرب، ۱۳۵۳).

۱-۷- گسترده‌گی ناحیه ای سازند مخزنی شوربجه و مزدوران

سازند شوربجه اکثراً ماسه سنگ با تخلخل بالا می‌باشد. سازند مزدوران عمدتاً کربناته با تخلخل و خواص مخزنی خوب که در میداین خانگیران و گنبدلی گسترده شده‌اند. سازندهای مخزنی شوربجه و مزدوران در قسمت جنوب و غرب میدان خانگیران برونزد دارند. این لایه‌ها در مسیر راه مشهد - سرخس از ارتفاعات روستای مزدوران واقع در غرب میدان خانگیران از سطح زمین با شیب ملایم و یکنواختی در جهت شرق گسترش یافته‌اند. بررسی ناحیه‌ای حاکی از این است که این توالی با شیب ملایم، یال جنوب غربی یک بزرگ ناودیس را در ناحیه سرخس تشکیل داده‌اند که در مورد چگونگی وضعیت ساختمانی این بزرگ ناودیس و شیب یال شرقی آن در خاک ترکمنستان هیچگونه اطلاعی در دسترس نیست. براساس اطلاعات حفاری دشت سرخس وجود این بزرگ ناودیس تایید می‌گردد. بر این اساس عمق ورود به سازندهای حفاری شده در میدان گنبدلی بیشتر از میدان خانگیران است. این مطلب نشان می‌دهد که میداین خانگیران و گنبدلی هر دو در یال جنوب غربی این بزرگ ناودیس قرار گرفته‌اند. مقایسه سنگ‌شناسی، ضخامت، خواص پتروفیزیکی و مخزنی این سازندها در برش‌های مختلف در ناحیه کپه‌داغ اطلاعات خوبی در مورد میزان ذخایر هیدروکربوری، توان

بهره‌دهی و تولید این دو مخزن در اختیار قرار می‌دهد. ضخامت سازند شوربچه در محدوده میادین ناحیه سرخس، از شرق به غرب و از جنوب به شمال افزایش می‌یابد. چنانچه از حدود ۲۰۰ متر در چاه‌های شرقی میدان گنبدلی نزدیک به مرز تا حدود ۶۰۰ متر در چاه‌های شمال غرب میدان خانگیران افزایش نشان می‌دهد.

۱-۸-۱- سازند کشف‌رود

مقطع نمونه نام آن از رودخانه کشف‌رود که در جنوب شرقی کپه‌داغ جاری است و دشت رسوبی مشهد را به وجود آورده گرفته شده است. از نظر لیتولوژی شامل ماسه‌سنگ‌ها و شیل سیلتی - رسی با فسیل‌های گیاهی است که به طور وسیع در بستر کشف‌رود در جنوب کپه‌داغ بیرون زدگی دارد. در مقطع نمونه، روی این سازند سازند مزدوران به طور هم‌شیب قرار گرفته است. ولی در ناحیه آق‌دربند، سازند کشف‌رود با کنگلومرای قاعده‌ای و دگرشیبی زاویه‌دار مشخصی بر رو رسوبات ضخیم سازند آق‌دربند (متشکل از شیل‌های زغال‌دار، ماسه‌سنگ توف، کنگلومرا، و آهک‌های محتوی آمونیت‌های تریاس) قرار دارد. در سازند کشف‌رود فسیل‌های آمونیت، دو کفه‌ای و فرامینفر یافت می‌شود، که براساس سن فسیل‌ها سن آن تورارسین (ژوراسیک تحتانی) تعیین شده است. سازند کشف‌رود از نظر لیتولوژی و چینه‌شناسی به نحو بارزی با سازند شمشک البرز مشابه است. برش الگو این سازند در ۱۵ کیلومتری خاور روستای بغبغو در راه مشهد به معدن زغالسنگ آق‌دربند بررسی شده است. ضخامت این سازند ۱۸۰۰ متر است. از هشت بخش کنگلومرای قاعده (۹۰ متر) شیل و ماسه‌سنگ‌های نازک‌لایه (۸۰ متر) شیل سیاه زیرین (۵۰۰ متر) فیلیش زیرین (۴۰۰ متر) شیل سیاه فوقانی (۱۰۰ متر) فلیش فوقانی (۲۸۰ متر) کنگلومرای لعزشی (در محل برش الگو گسترش نیافته است) و شیل و ماسه‌سنگ فوقانی (۳۵۰ متر) تشکیل شده است. و به‌طور معمول اندازه دانه‌ها از جنوب و خاور به سمت شمال و باختر کاهش می‌یابد. لایه‌های شیلی کشف‌رود مواد آلی فراوانی دارد و پذیرفته شده که منشأ گاز میدان خانگیران از سازند کشف‌رود است. بخش بالای سازند کشف‌رود دارای آمونیت و روزنه‌داران است. براساس این آمونیت‌ها سن سازند کشف‌رود را باژوسین فوقانی تا باتونین زیرین اعلام نموده است. در سنگ‌های توربیدیتی سازند کشف‌رود

سنگواره‌های نرم‌تنان، استراکود، بلمنیت، کرینوئید، مرجان و اسفنج نیز دیده شده است که صاحب نظران معتقدند بقایای کفزی حمل شده از بخش کم‌عمق حوضه می‌باشد. سازند کشف‌رود از نظر سن و رخساره شبیه بخش‌های فوقانی سازند شمشک در البرز است، اختلاف عمده این دو سازند در محیط رسوبی است. سازند کشف‌رود دارای لایه‌هایی می‌باشد که نمایانگر رسوب آن لایه‌ها در دریای نسبتاً عمیق است و حال آنکه در سازند شمشک رسوبات در نوارهای ساحلی که گهگاه به وسیله آب دریا فراگرفته می‌شد به وجود آمده‌اند، لازم به ذکر است با توجه به ضخامت رسوبات شمشک (بیش از ۱۰۰۰ متر) وسعت زیاد آن رسوبات مزبور نمی‌تواند تنها منشأ قاره‌ای (فرسایش، رسوبات سطحی دلتایی، مردابی و غیره) داشته باشد (افشارحرب، ۱۳۷۳).

۱-۸-۲- سازند چمن‌بید

نام این سازند از دهکده چمن‌بید واقع در مغرب کپه‌داغ و ۶۰ کیلومتری غرب بجنورد در راه اصلی بجنورد- گنبدکاووس گرفته شده است. سازند چمن‌بید از سنگ آهک ریزبلور، پیریت‌دار به رنگ خاکستری تیره و سیاه، نازک لایه با میان لایه‌های شیل تیره رنگ تشکیل شده است. برش الگوی این سازند در ۳/۵ کیلومتری غرب روستای چمن‌بید به سوی شمال قرار دارد. در این محل سازند چمن‌بید با ضخامت ۱۷۲۲ متر به ۳۶ لایه عمدتاً از جنس آهک میکریتی، آهک بیومیکریتی، شیل آهکی و مارن و تا حدودی ماسه‌سنگ، شیل، آهک آلئیتی، آهک مارنی، آهک شیلی و آهک رسی تقسیم شده است. لازم به ذکر است که لایه‌های سنگ آهک میکریتی عمدتاً دارای پیریت می‌باشد. همچنین چرت و آهن نیز در برخی از لایه‌ها مشاهده شده است. در محل برش الگو مرز زیرین سازند با سازند باش‌کلاته همساز تدریجی و مرز بالایی با سازند مزدوران ناگهانی است. ضخامت این سازند بسوی جنوب به سرعت کاهش می‌یابد. همچنین ضخامت این سازند بطرف شمال غرب رفته رفته کاهش می‌یابد و به ۶۰۰ متر (در طاهرآباد) می‌رسد. سن سازند چمن‌بید در برش الگو باژوسین پیشین تا آکسفوردین پیشین است. وجود سنگواره روزنه‌داران در ۱۰۰ متر بخش زیرین این سازند سن آن را

به بازوسین نسبت می‌دهد. در شرق کپه‌داغ سن سازند چمن‌بید آکسفوردین-کیمرجین است و آشکوبه‌های باتونین و کالووین زیرین وجود ندارند. این مطلب نمایانگر یک نبود رسوبی در شرق منطقه است. سن سازند چمن‌بید در ناحیه جاجرم واقع در جنوب مرکزی منطقه باتونین- کیمرجین است. سنگواره‌های آمونیت در سازند چمن‌بید در تمام منطقه فراوان دیده می‌شود. سازند چمن‌بید هم ارز دلیچای در البرز مرکزی است و تا اندازه‌ای با قسمت زیرین سازند لار در البرز و همچنین با سازند شیلی‌مارنی بغمشاه و قسمت زیرین سازند قلعه‌دختر در ناحیه طبس معادل است. سازند چمن‌بید در شرق ناحیه کپه‌داغ در قاعده مزدوران گسترده‌تری دارد و گسترش آن از شرق کپه‌داغ به غرب تا میدین خانگیران و گنبدلی کاسته و در این جهت با سازند مزدوران جایگزین شده است (اشتوکلین، ۱۹۷۲).

۱-۸-۳- سازند مزدوران

مقطع نمونه و نام آن از تنگ مزدوران، واقع در بستر کشف‌رود (مشرق کپه‌داغ) انتخاب شده است. از نظر لیتولوژی متشکل آهک ضخیم لایه به رنگ روشن، آهک دولومیتی متخلخل و دولومیت است که ضخامت آن در مقطع نمونه حدود ۵۰۰ متر می‌باشد، ولی به طرف جنوب شرقی به سرعت کاهش می‌یابد، به نحوی که سرانجام رخساره‌های مشابه سازند شوربچه (ماسه سنگ‌ها و سنگ‌های قرمز تخریبی و سنگ‌های تبخیری) جانشین آهک و دولومیت‌های مزدوران می‌شود. در عوض در جهت مقابل، یعنی به سمت شمال غرب، ضخامت آن افزایش می‌یابد چنان که در نزدیکی شهرک سبزار ضخامت آهک مزدوران به ۱۴۰۰ متر می‌رسد. سازند مزدوران در مقطع نمونه، بدون دگرشیمی واضحی بر روی سازند کشف‌رود (شمشک) قرار می‌گیرد و خود به وسیله رسوبات تخریبی قرمز رنگ سازند شوربچه پوشیده می‌شود. ولی هر قدر از محل مقطع نمونه به سمت شمال غرب حرکت کنیم، سازند چمن‌بید در زیر سازند مزدوران به صورت زبانه‌ای نمایان و رفته رفته ضخیم می‌شود. در برخی نقاط، ضخامت چمن‌بید به حدی می‌رسد که به کلی جانشین مزدوران می‌شود. این مسئله هم‌سنی و هم‌ارزی سازند سه‌گانه را نشان می‌دهد (شمیرانی، ۱۳۶۵). بر اساس فسیل‌های موجود، سن این

سازند، اکسفوردین - کیمریجین تعیین شده است. سازند مزدوران تا اندازه‌ای با آهک لار در البرز مرکزی و آهک اسفندیار در طبس معادل است (اشتوکلین، ۱۹۷۲). از بررسی منطقه‌ای سازند مزدوران نتیجه می‌شود که گسترش لایه‌های دولومیت در این سازند به افق خاصی بستگی نداشته و در برخی از برشها بخش‌های زیرین سازند و در برخی دیگر لایه‌های زیرین بیشتر دولومیتی شده‌اند. در محل برش الگو سطح تماس زیرین سازند با سازند کشف‌رود و سطح تماس بالایی با سازند شوربچه سطح فرسایشی است. سازند مزدوران در شرق کپه‌داغ با روندی شمال غربی-جنوب شرقی در طول ۱۱۰ کیلومتر از نصف النهار ۶۰ درجه شمال شرق مشهد آغاز و تا مرز شرقی کشور ادامه می‌یابد. بیشترین ضخامت گزارش شده از سازند مزدوران بالغ بر ۱۴۴۰ متر در جنوب روستای درخت بید بالا می‌باشد. ضخامت سازند مزدوران از رشته کوه قره‌داغ به سوی شمال در زیر دشت سرخس به سرعت افزایش می‌یابد. در برش درخت بید در ۲۲ کیلومتری شمال غرب برش نمونه نخستین زبانه‌های سازند چمن‌بید در نیمه زیرین سازند مزدوران قابل تشخیص است. در برش خور، در فاصله ۳۵ کیلومتری شمال غرب برش درخت بید بخش زیرین سازند مزدوران بطور کامل تغییر رخساره داده و به سازند چمن‌بید تبدیل می‌گردد. در کپه‌داغ غربی در برش قرخود سن ۱۹۰ متر از بخش زیرین سازند مزدوران بدلیل وجود سنگواره روزنه داران بریازین-والانژینین است. در شرق کپه‌داغ در برش آردک ۳۰۰ متر بخش زیرین سازند را ا. کلانتری (۱۳۷۵) نئوکومین گزارش نموده است. در سازند مزدوران سنگواره‌های دوکفه‌ای‌ها و آمونیت‌ها نیز وجود دارد در کپه‌داغ غربی در برش قرخود سن ۱۹۰ متر از بخش زیرین سازند مزدوران بدلیل وجود سنگواره روزنه داران بریازین-والانژینین است. در سازند مزدوران سنگواره‌های دوکفه‌ای‌ها و آمونیت‌ها نیز وجود دارد. سازند مزدوران تا اندازه‌ای با آهک لار در البرز مرکزی (اکسفوردین-کیمریجین) و آهک اسفندیار در طبس معادل است. همچنین لایه گازده این سازند به ضخامت متوسط ۵۰۰ متر می‌رسد (کلانتری، ۱۳۷۵).

۱-۸-۴ - سازند شوريجه

نام این سازند از دهکده شوريجه در انتهای شرقی کپه‌داغ گرفته شده است. نظر لیتولوژی شامل ماسه‌سنگ و کنگلومراست که در انتهای شرقی کپه‌داغ به صورت یک رخساره پسرونده در رأس سازند مزدوران دیده می‌شود. در بیرون‌زدگی‌های شمال غربی، واحد واجد لایه‌های ژيپس و آهک الیتهی است و در ادامه آن، در همین سمت به طور جانبی و به صورت بین‌انگشتی، به سازند تیرگان متعلق به کرتاسه زیرین تبدیل می‌شود. ضخامت سازند شوريجه بین ۲۵۰ تا ۹۰۰ متر متغیر است، کلانتری (۱۹۶۹)، سن رسوبات قرمز نوع شوريجه را کیمریجین می‌داند، ولی با توجه به ارتباط جانبی آن با سازند تیرگان، سن بخش فوقانی شوريجه نئوکومین (کرتاسه زیرین) است. سازند شوريجه تقریباً با سازند تخریبی قرمز رنگ ژوراسیک فوقانی ناحیه کرمان (قسمت فوقانی سازند بیدو)، لایه‌های قرمز رنگ بیدو و احتمالاً با نمک‌های فوقانی سازند راور - دربند و با سازند ژيپس - ملافیر البرز مرکزی معادل است (کلانتری، ۱۹۶۹).

به عقیده سید امامی (۱۳۵۰) به احتمال زیاد قسمتی از رسوبات شوريجه به کرتاسه تحتانی تعلق دارد. درمحل برش نمونه در دره خور سازند شوريجه ۹۸۰ متر ضخامت دارد و سه بخش در آن دیده می‌شود:

الف) بخش آواری تبخیری زیرین

ب) بخش کربناتی تبخیری

ج) بخش آواری فوقانی

از برش مزدوران به سوی جنوب شرق، در طول رشته قره‌داغ ضخامت سازند کاهش می‌یابد. ولی رخساره آن ثابت و از ماسه‌سنگ کنگلومرا و لایه‌های جزیی شیل تشکیل شده است. ضخامت سازند شوريجه از رشته کوه قره‌داغ به سوی شمال افزایش می‌یابد. این سازند بیشتر از رسوبهای قاره‌ای و مردابی تشکیل شده ولی در آن زبانه‌هایی از رسوب‌های دریایی حاوی سنگواره نیز وجود دارد. سنی که به این سازند نسبت داده شده است تنها براساس شناخت این سنگواره‌ها می‌باشد. در برش‌های خور و زاون که سازند شوريجه دارای لایه‌های دریایی بیشتر نسبت به سایر نقاط می‌باشد. سن بخش زیرین بریازین - والانژینین، سن بخش میانی هوتریوپین و بخش فوقانی بارمین تعیین شده است (سیدامامی، ۱۳۵۰).

از مرز شرقی کشور تا برش خواجه روشنایی این سازند فاقد لایه‌های سنگ‌های دریایی است. با توجه به وضع چینه‌بندی ناحیه، سن واحد سنگی زیرین و زیرین، نئوکومین در نظر گرفته شده است. در برش‌های حمام قلعه و زنگلانلو، بنابر گزارش ا. کلانتری سن سازند شوربجه کیمرجین- نئوکومین است براساس وجود این سنگواره‌ها و موقعیت چینه‌شناسی در منطقه سن سازند شوربجه را در کپه‌داغ غربی، تیتونین- نئوکومین تعیین نموده است. سازند شوربجه تقریباً با سازند تخریبی قرمز رنگ ژوراسیک فوقانی ناحیه کرمان (قسمت فوقانی سازند بیدو)، لایه‌های قرمز رنگ بیدو و احتمالاً با نمک‌های فوقانی سازند راور-دربند و با سازند ژیبس-ملافیر البرز مرکزی معادل است. براساس داده‌های ژئوشیمیایی، شرایط آب و هوایی نیمه مرطوب در طی نهشته شدن این ماسه سنگ‌ها در ناحیه منشأ حکم‌فرما بوده است. همچنین لایه گازده در این سازند به ضخامت ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر می‌رسد. رسوبگذاری در حد بین ژوراسیک و کرتاسه حالت پیوسته داشته و کامل‌ترین رسوبات کرتاسه ایران در این ناحیه به ویژه در شرق کپه‌داغ وجود دارد، یعنی حرکات کوهزایی کرتاسه اثر چندانی بر این حوضه رسوبی نداشته است (کلانتری، ۱۹۶۹).

۱-۸-۵- سازند تیرگان

نام این سازند از دره تیرگان واقع در مشرق کپه‌داغ مرکزی انتخاب و به وسیله زمین‌شناسان شرکت ملی نفت به کار گرفته شده است. این سازند از آهک‌های ضخیم لایه تا ماسیف آلیتی و آلی تخریبی ساخته شده و در تمام رشته کپه‌داغ بیرون‌زدگی دیده می‌شود. به طور هم‌شیب بر روی سازند سیلیسی آواری شوربجه و در زیر سازند آهکی-مارنی سرچشمه قرار دارد. به علت سختی و مقاومت در مقابل فرسایش ارتفاعات و قله منطقه را تشکیل می‌دهد. ضخامت آن در شرق رشته کوه‌های کپه‌داغ در حدود ۵۰ متر کمتر از آن است، ولی به طرف غرب ضخامت آن زیاد می‌شود و در محل مقطع نمونه (دره تیرگان - مغرب بجنورد) به ۷۰۰ متر می‌رسد. سازند تیرگان بطور هم‌شیب و گاهی بین انگشتی بر روی سازند شوربجه (ژوراسیک فوقانی) قرار می‌گیرد و خود به طور هم‌شیب و تدریجی و در برخی مناطق نیز به حالت پیشرونده بر روی رسوبات پسرونده شوربجه

پوشیده می‌شود. این رسوبات در یک پلاتفرم کربناته کم‌عمق از نوع رمپ و در ۴ مجموعه رخساره‌ای سنگی کربناته (شامل ۱۲ رخساره) نهشته شده‌اند. این رخساره‌های سنگی بیانگر رسوبگذاری در ۴ زیر محیط دریای باز (Open marine) پشته (Shoal)، لاگون (Lagoon) و پهنه جزرومدی (Tidal flat) است. رخساره‌های سازند تیرگان نشانه حالت پیشرونده بر روی رسوبات پسرونده شوربچه حتی تا اوایل کرتاسه زیرین هم ادامه داشته باشد. سن سازند تیرگان اساساً نئوکومین بوده و در برخی نواحی ممکن است تا آپسین هم ممتد باشد (سیدامامی ۱۳۵۰).

۱-۸-۶- سازند سرچشمه

سازند سرچشمه با سن آپسین زیرین در حوضه رسوبی کپه‌داغ در امتداد غرب- جنوب شرق گسترش دارد. این سازند در جنوب آق‌دربند در شرقی‌ترین بخش حوضه رسوبی کپه‌داغ از رخنمون خوبی برخوردار است. مرز زیرین این سازند با سازند تیرگان و مرز فوقانی آن با سازند سنگانه به صورت هم‌شیب است. این سازند به طور عمده از تناوب مارن، سنگ آهک و شیل تشکیل شده است. ضخامت این سازند از سمت شمال غرب به جنوب شرق به تدریج کاهش می‌یابد که به سمت شرق به سنگ آهک با میان لایه‌هایی از شیل و شیل آهکی تغییر رخساره داده است. سازند سرچشمه بیشتر شامل سنگ آهک‌های الیتی و فسیل‌دار همراه با میان لایه-هایی از شیل و شیل آهکی است. کنتاکت زیرین این سازند با آهک‌های الیتی و بیوکلستی سازند تیرگان و کنتاکت بالایی آن با شیل‌های خاکستری رنگ سازند سنگانه به صورت هم‌شیب است. تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌های سنگی نشان می‌دهد، که سازند سرچشمه به ویژه سنگ‌های آهکی آن در محیط‌های پهنه جزر و مدی تا دریای باز و در یک رمپ کربناته کم‌عمق بر جای گذاشته شده‌اند (افشار حرب، ۱۳۷۳).

۱-۸-۷- سازند سنگانه

نام این سازند از دهکده سنگانه، در شرق رشته کوه‌های کپه‌داغ، در نزدیکی کلات انتخاب شده است. از نظر لیتولوژی شامل شیل‌های سیاه رنگی است که به علت سستی و فرسایش عموماً دره‌ها را تشکیل داده است.

شیل‌ها حاوی قلوه‌هایی از رس آهن‌دار بوده و در آن رسوبات سیلتی - آهکی نیز به طور فرعی و به حالت بین لایه‌ای وجود دارد. ضخامت آن نیز از شرق به غرب افزایش یافته و بین ۷۰۰ تا ۲۰۰۰ متر در تغییر است. در کنتاکت زیرین آن یک لایه آهکی صدف‌دار متعلق به سازند سرچشمه به طور هم‌شیب قرار دارد و کنتاکت فوقانی آن نیز با سازند آمونیت‌ها هستند که گاهی بسیار درشت بوده و به طرز زیبایی حفظ شده‌اند. سازند سنگانه، دو ویژگی آشکار دارد، یکی سیمای ریخت‌شناسی تپه ماهوری فرسوده و پشته مانند به رنگ سبز-خاکستری، دوم گرهک‌های عدسی و بیضوی شکل از رس‌های آهن‌دار که گاه هسته‌ای از سنگواره آمونیت دارد. فسیل‌شناسی آمونیت گسترش-کپه‌داغ مرز زیرین- همبری زیرین با سازند سرچشمه هم‌شیب است مرز بالایی- مرز زیرین با سازند آیتامیر هم‌شیب است. نامبرده بر اساس این فسیل‌ها سن آن آلبین تعیین شده است (کلانتری ۱۹۶۹).

۱-۸-۸- سازند آیتامیر

سازند آیتامیر (آلبین- سنومانین) از سنگ‌های سیلیسی آواری و چند افق کربناته تشکیل شده است. نام این سازند از کوه‌های آتامیر واقع در مغرب کپه‌داغ اخذ شده است. از نظر لیتولوژی شامل ماسه‌سنگ‌های گلوکونیتی و شیل‌های سبز زیتونی است که به علت سختی و مقاومت به حالت برجسته در کلیه منطقه کپه‌داغ در روی سازند سنگانه و در زیر مارن‌های سست سازند آب دراز قابل مشاهده است. اگرچه هر دو کنتاکت آن با سازندهای زیرین (سازند سنگانه) و سازند فوقانی (آب دراز) هم‌شیبی برقرار است، ولی بین سازند آتامیر و سازند آب‌دراز حالت دگرشیبی فرسایشی وجود دارد. ضخامت آن نیز از شرق به غرب (۲۰۰ تا ۷۰۰ متر) متغیر است (کلانتری ۱۹۶۹).

۱-۸-۹- سازند آب‌دراز

نام این سازند از دهکده آب‌دراز واقع در جنوب شرقی رشته کوه‌های کپه‌داغ اخذ شده است. از نظر لیتولوژی شامل آهک‌های مارنی سفید و شیل‌های بسیار یکنواخت آبی-خاکستری تا سبز روشن است که در آن فسیل‌های فراوان یافت می‌شود. ضخامت آن از شرق به غرب متغیر و از ۵۰۰ متر (در شرق) تا ۱۵۰۰ متر در طاهرآباد (غرب) می‌رسد. کنتاکت زیرین با سازند آتامیر هم‌شیب، ولی حالت دگرشیبی فرسایشی در آن برقرار است. در منطقه چمن‌بید، بین کرتاسه پایینی و بالایی یک انفصال رسوبگذاری وجود دارد، به طوری که سازند آتامیر موجود نبوده و سازند آب‌دراز با سازند آب‌تلخ هم‌شیب است. کنتاکت فوقانی سازند آب‌دراز با سازند آب‌تلخ هم‌شیب است. سن سازند آب‌دراز از روی میکروفسیل‌ها، خارپوستان و اینوسراموس تورونین تا سانتونین تعیین شده است (سید امامی ۱۳۵۱).

۱-۸-۱۰- سازند آب‌تلخ

سازند آب‌تلخ یکی از واحدهای سنگی کرتاسه در این حوضه است که بیشترین ضخامت را در شرق این حوضه به خود اختصاص داده است. سنگ‌شناسی این سازند شامل مارن‌های خاکستری تا سبز و آبی و مارن‌های سیلنتی بوده که به صورت هم‌شیب و پیوسته بر روی آخرین واحد سنگ آهک گل سفیدی به رنگ سفید تا نخودی سازند آبدراز قرار گرفته و خود توسط ماسه‌سنگ‌ها، مارن‌ها و سنگ آهک‌های زرد تا خاکستری رنگ سازند نیزار، به صورت هم‌شیب پوشیده می‌شوند. در قاعده شیل‌های این سازند سه لایه گل سفیدی سرشار از فسیل خارپوستان و اینوسراموس وجود دارد نام این سازند از محلی به نام آب‌تلخ در مشرق کپه‌داغ گرفته شده است که بطور گسترده‌ای در کوه‌های جنوب شرقی کپه‌داغ بیرون‌زدگی آن دیده می‌شود. ضخامت آن ۷۰۰ تا ۱۰۰۰ متر متفاوت بوده برای سازند آب‌تلخ در برش چینه‌شناسی پادها، سن انتهای کامپانین پیشین تا انتهای ترین بخش کامپانین پسین پیشنهاد شده است.

۱-۸-۱۱- سازند نیزار

نام این سازند از تنگ نیزار، دره‌ای واقع در سر راه جاده مشهد - سرخس در کوه‌های مشرق کپه داغ انتخاب شده است و گسترش وسیعی در جنوب شرقی کپه داغ دارد. از نظر لیتولوژی بیشتر شامل ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز تا دانه‌متوسط و ماسیف است که به علت تخلخل زیاد سنگ مخزن بسیار خوبی محسوب می‌شود. سازند نیزار به طور هم‌شیب بر روی سازند آب‌تلخ و در زیر سازند کلات قرار دارد. ضخامت آن در ناحیه سرخس بین ۱۰۰ تا ۲۵۰ متر متغیر است. سازند نیزار معادل سری قره تکنیسک در ترکمنستان شوروی است. سن سازند نیزار ماستریشتین گزارش شده است (اشتوکلین ۱۹۷۲).

۱-۸-۱۲- سازند کلات

نام این سازند از نام قلعه تاریخی کلات نادری در مشرق (شمال سرخس) گرفته شده و بیشتر در مناطق مرکزی و شرق کپه‌داغ گسترش دارد. از نظر لیتولوژی شامل آهک‌های تخریبی دانه درشت است که در آن به طور فرعی لایه‌های ماسه‌سنگی نیز دیده می‌شود. ضخامت آن در حدود ۱۰۰ متر است و به طور هم‌شیب بر روی سازند ماسه‌سنگی نیزار و در زیر سازند شیلی نفته قرار دارد. در مغرب رشته کوه‌های کپه‌داغ سازند نمونه کلات دیده نمی‌شود، ولی رسوباتی وجود دارند که آن را معادل احتمالی کلات فرض می‌کنند و با دگر شیبی زاویه‌دار بر روی سازندهای آب دراز، آتامیر، و سنگانه قرار می‌گیرند. این کیفیت نشانه تاثیر زودرس کوهزایی اواخر کرتاسه در مغرب کپه‌داغ است که احتمالاً در کامپانین رخ داده است. سن سازند کلات تنها به علت شباهت‌های لیتولوژیکی و موقعیت چینه‌شناسی، با سری مینسک در ترکمنستان شوروی ماستریشتین تعیین شده است (شمیرانی، ۱۳۶۳).

۱-۸-۱۳ - سازند نفته

این سازند فقط در مناطق شرقی کپه‌داغ وجود دارد. وجه تسمیه آن از دهکده نفته در شرق کپه‌داغ بوده است. از نظر لیتولوژی، سازند مزبور شامل شیل‌های خاکستری رنگی است که در آن لایه‌های آهک ماسه‌ای نیز دیده می‌شود. در تنگ نیزار، واقع در سر راه مشهد - سرخس لایه‌ای از آهک رودیست‌دار به صورت بین لایه‌ای وجود دارد که جنبه محلی دارد. ضخامت آن در ناحیه سرخس ۶۰ متر است. کنتاکت زیرین آن با سازند کلات هم‌شیب و کنتاکت فوقانی آن با سازند پسته‌لیق (به سن پالئوسن) حالت پیوسته و تدریجی دارد. بنابراین کوهزایی کرتاسه پایانی در مشرق کپه‌داغ تقریباً اثری جز خارج شدن از آب نداشته، ولی بخش غربی موجب دگرشیبی شده است. سازند نفته را معادل سری چاچینسک در ترکمنستان شوروی ذکر می‌کند که سن ماستریشتین دارد (اشتوکلین، ۱۹۷۲).

۱-۸-۱۴ - سازند پسته‌لیق

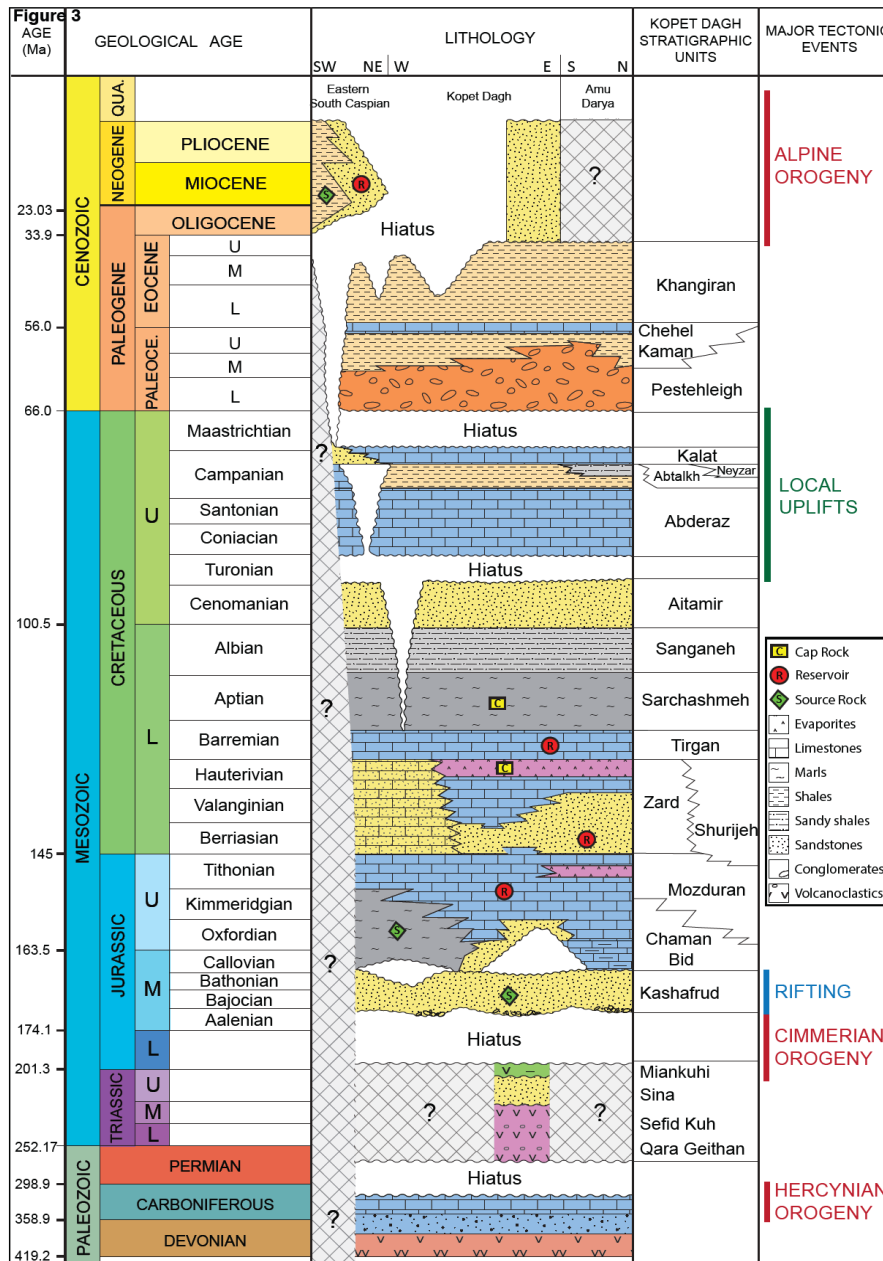
این سازند به طور عمده از شیل‌های سرخ و قهوه‌ای و کلینستون، ماسه‌سنگ، کنگلومرا و در برخی نقاط به طور فرعی واجد سنگ‌های تبخیری است. این سازند فاقد فسیل بوده و با توجه به موقعیت چینه‌شناسی به پالئوسن نسبت داده شده است. توالی سیلیسی - آواری سازند پسته‌لیق به سن پالئوسن زیرین در حوضه کپه‌داغ رخنمون گسترده‌ای دارد. رسوبات سیلیسی آواری سازند پسته‌لیق در دو سامانه رودخانه مآندری دانه‌ریز و بریده بریده بر جای گذاشته شده‌اند. تحلیل چینه نگاری سکانشی سازند پسته‌لیق نشان از آن دارد که رسوبات این سازند در طی دو سکانش رسوبی که تحت تأثیر زمین‌ساخت و تغییرات سطح اساس بوده است.

۱-۸-۱۵- سازند چهل کمان

سازند چهل کمان از سازندهای دوره پالئوژن در حوضه رسوبی کپه‌داغ واقع در شمال شرق ایران، در ادامه رسوبات سیلیسی - آواری سازند پسته‌لیق نهشته شده است. مرز زیرین آن با سازند قرمز رنگ پسته‌لیق تدریجی و مرز بالایی آن با شیل‌های زیتونی رنگ سازند خانگیران هم‌شیب است. سنگ‌شناسی این سازند را عمدتاً سنگ‌آهک، دولومیت و بین لایه‌های شیلی، مارنی و ماسه‌سنگ تشکیل می‌دهد. شرایط رسوب‌گذاری نشان از محیط‌هایی با پهنه جزر و مدی و لاگونی بوده که بیانگر تشکیل در بخش‌های کم‌عمق حوضه است. هم‌چنین سازند چهل کمان دارای محیطی با بخش‌های کم‌عمق پلت فرم کربناته از نوع رمپ برای قسمت فوقانی سازند چهل کمان می‌باشند.

۱-۸-۱۶- سازند خانگیران

سازند خانگیران جوانترین و آخرین واحد سنگی حوضه کپه‌داغ است که در محیط دریایی رسوب کرده و گسترش جغرافیایی این سازند بیشتر محدود به دشت سرخس و شمال درگز است. لیتولوژی این سازند تناوبی از شیل، مارن، مارن سیلتی، و میان لایه‌هایی از سیلت‌استون می‌باشد مرز زیرین این سازند با سازند چهل کمان به صورت تدریجی و هم‌شیب است. نام این سازند از روستای خانگیران واقع در ۳۰ کیلومتری غرب سرخس گرفته شده است (آقاناتی، ۱۳۸۳). لایه صدف‌دار انتهایی سازند چهل کمان، دو سازند چهل کمان و خانگیران را از یکدیگر جدا کرده و در بالا در زیر رسوبات قرمز رنگ نئوژن واقع شده است (افشار حرب، ۱۳۷۳).



شکل ۱-۱۴) توالی چینہ شناسی و سیستم نفتی سازندهای حوضه کپه‌داغ (Robert, 2014)

فصل دوم: مروری بر مطالعات پیشین

یکی از جذاب‌ترین سوالات در مورد آب‌های تولیدی در حوضه‌های رسوبی مربوط به منشأ آن‌ها می‌شود (Clayton *et al.*, 1966). بیشتر آب‌های سازندی در حوضه‌های رسوبی بوده که منشأ آن‌ها آب‌های به دام افتاده در زمان رسوب‌گذاری می‌باشد. این یافته‌ها براساس ترکیبات شیمیایی و روش‌های ایزوتوپی بوده است (Clayton *et al.*, 1966). غلظت و انواع نمک‌های محلول آب در محیط‌های طبیعی به سنگ‌ها و موادی که آب با آن‌ها در تماس است، سرعت حرکت آب، مسافت و به منشأ آن بستگی دارد. آب سطحی، زیرزمینی کم‌عمق و عمیق، با هر منشأئی به سمت افزایش شوری و کاهش پتانسیل اکسیداسیون حرکت می‌کند (Sanders, 1991). در حال حاضر ترکیبات شیمیایی به عنوان شاخصی از منشأ تقریباً منسوخ شده است و تأکید اصلی بر روی ایزوتوپ‌های ^{18}O و ^2H می‌باشد (Hrrohon and friedman., 1969; Clayton *et al.*, 1966; Kharaka *et al.*, 1985). شناسایی منشأ آب تولیدی حوضه‌های نفتی برای ارزیابی تاریخیچه دیاژنز و به دست آوردن اطلاعات در مورد دینامیک سیالات حوضه مهم و ضروری می‌باشد (Egeberg and Aagaard, 1989). ایزوتوپ‌های پایدار O و H برای تعیین منشأ و تکامل آب‌های زیرزمینی و حوضه‌های نفتی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Kharaka *et al.*, 1985; Knauth and beunas, 1986; Egeberg and Aagaard, 1989). بالا بودن شوری شورابه‌های نفتی عموماً همراه با تجمع گاز بوده است و منشأ این شوری همیشه مورد علاقه متخصصان برای مدیریت مخزن است و به طور قابل توجهی روی برداشت بهینه مخزن تأثیرگذار است (Andrew *et al.*, 2005). تعیین منشأ شوری در شورابه‌ها برای درک کل حجم آب‌شور در داخل مخزن و رفتار آن در طول چرخه حیات تولید گاز و بررسی تاریخیچه تکامل و بدست آوردن اطلاعات در مورد مهاجرت سیال در حوضه رسوبی مفید است (Brikle *et al.*, 2009). ژئوشیمی آب تولیدی برای کنترل شوری و تجهیزات سرچاهی مهم می‌باشد. همچنین ژئوشیمی آب مخازن نفت و گاز تأثیر زیادی در انتخاب آب تزریقی و فشار مخزن جهت برداشت و بازیافت بهینه مخزن دارد (Itavaara *et al.*,

(2011). از دیدگاه مخازن نفت و گاز بررسی و تعیین منشأ آب و نمک اضافی و ارائه راهکار مناسب برای حل این مشکل در جهت بالا بردن تولید لازم و ضروری می باشد (Sanders,1991; Vengosh *et al.*, 1999; Worden *et al.*,2006) همه حوضه های رسوبی عمیق دارای آب شور نمی باشند. شوری در آب های منفذی حوضه های رسوبی از چند میلی گرم در لیتر در حوضه های کم عمق تا ۴۰۰۰۰۰ میلی گرم در لیتر در حوضه های شور عمیق مانند حوضه های میشیگان، امریکا و کانادا تغییر می کند. محققین مختلفی به ارزیابی منشأ شوری شورابه تولیدی پرداخته اند. آب باقی مانده از تبخیر آب دریا، آب حاصل از فیلتر شدن غشایی، آب ماگمایی، آب جوان، آب دگرگونی (آب ناشی از دیاژنز و یا واکنش های آب زدایی در طول فرآیند دگرگونی)، شورابه حاصل از اختلاط آب های مختلف، آب جوی قدیمی و عهد حاضر و آب زیرزمینی قاره ای تبخیر شده نیز می توانند عامل افزایش شوری احتمالی آب مخازن نفتی و گازی باشند (Worden, 2006; Birkle *et al.*, 2009). اگرچه شوری در حوضه های رسوبی با اضافه شدن عمق افزایش می یابد ولی نرخ افزایش در مکان های مختلف متفاوت است. در بررسی تغییرات شوری بایستی نوع شوری و میزان فرآیند انتشار پخش و حرکت را نیز در نظر گرفت (Kharaka and Hanor,2004). ترکیب شیمیایی آب شور برای هر حوضه بسته به شرایط هیدرولوژی قدیمی منطقه متفاوت می باشد (Kreitler,1989). بیشترین شوری که تا به حال گزارش شده است، حدود ۶۰۰۰۰۰ میلی گرم در لیتر با تیپ آب سازندی Ca-Na-Cl در حوضه میشیگان می باشد (Kharaka and Hanor, 2004; Case, 1945). تولید آب در میدین نفت و گاز یکی از مشکلات بزرگ است که هزینه های بسیاری را به همراه دارد. هزینه های ناشی از ایجاد خوردگی، پایین آمدن میزان تولید، هزینه های پایش، انجام آزمایشات و عملیات و ... همگی به واسطه مشکل تولید آب و نمک در میدین است که باید با مدیریت صحیح مخزن در راستای حل این مشکل گام برداشت.

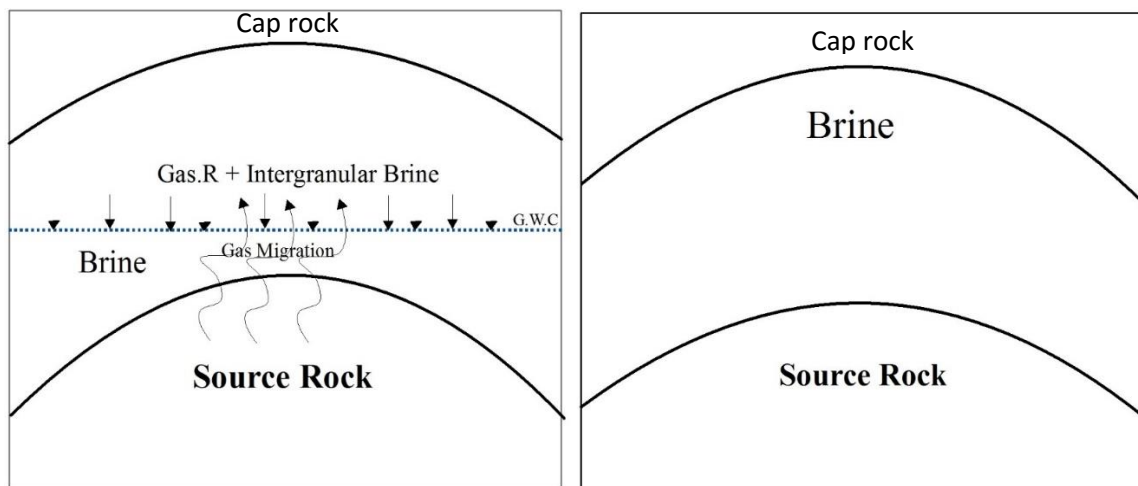
۲-۲- بررسی زمین‌شناسی، هیدروژئوشیمیایی-ایزوتوپی و تکامل آبهای تولیدی و

شورابه سازندی

۲-۲-۱- روش زمین‌شناسی

سازند مزدوران عمدتاً کربناته با تخلخل و خواص مخزنی خوب که از سنگ‌های کربناته ضخیم لایه و صخره‌ساز تشکیل شده است. میان لایه‌های مارن و شیل نیز به صورت لایه‌های فرعی در آن دیده می‌شود. در شرق منطقه لایه‌هایی ضخیم دولومیت در سازند مشاهده می‌گردد که دارای تخلخل قابل توجهی است. با توجه به وجود ناپیوستگی در قاعده سازند شوربجه و همبری تدریجی آن با آهک تیرگان به نظر می‌رسد که با کاهش ناگهانی سطح آب دریا رسوبات سازند مزدوران در انتهای ژوراسیک از آب خارج شده است. با پایین آمدن سطح آب دریا منطقه شرایط رودخانه‌ای پیدا کرده و در آن رسوبات قاره‌ای و رودخانه‌ای (مئاندری) گسترش یافته‌اند. پیشروی و بالا آمدن سطح آب دریا در زمان بarmین-آپسین سبب نهشته شدن آهک تیرگان در منطقه گردیده است. ماهییت لیتوفاسیس‌ها و میکروفاسیس‌های سازند مزدوران نشانگر رسوبگذاری در یک پلاتفرم کربناته در زیر محیط‌های بین جزر و مدی، سابخا لاگون و سد می‌باشد (Lasemi, 1995). نتایج حاصل از بررسی مغزه‌های موجود از سازند مزدوران در چاه‌های ۱ و ۳۰ در زمان اکتشاف واقع در میدان خانگیران شرایط محیطی مشابه با انواع توصیف شده را به خوبی نشان می‌دهد (گزارش کلیات زمین‌شناسی میدان خانگیران، ۱۳۸۹). بنابراین با توجه به شرایط محیط رسوبی سازند مزدوران می‌توان بیان کرد که بخشهایی از توالی مزدوران در یک محیط لاگونی و پهنه جزرومدی کم‌عمق تشکیل شده است که دارای ریز رخساره گرینستون بایوکلاستی (رخساره A محیط لاگونی)، گرینستون اووئیدی ماسه‌ای و گرینستون بایوکلاست دار (رخساره B مربوط به محیط سدی)، رخساره سیلسی آواری عمده چرت آرنایت و ساب آرنایت (رخساره C جزرومدی) می‌باشند. در محیط لاگون آب دریای باقی مانده، تبخیر شده و شوری آن افزایش یافته است و همزمان با رسوبگذاری در بین رسوبات باقی مانده است. با توجه به شواهد زمین‌شناسی و محیط تشکیل

بخشهایی از توالی سازند مزدوران در زیر محیط‌های پهنه جزر و مدی و لاگون یک پلاتفرم کربناته می‌توان بیان کرد که شورابه مخزن می‌تواند منشأ لاگونی و یا همان آب دریای تبخیر شده قدیمی باشد (شکل ۲-۱ و ۲-۲).



شکل ۲-۱) تصویر شماتیک از مخزن قبل از مهاجرت گاز شکل ۲-۲) تشکیل مخزن گاز و آب بین‌دانه‌ای و آبران بعد از مهاجرت گاز

۲-۲-۲-۲-۲ روش هیدروژئوشیمیایی

عناصر اصلی در شورابه نفتی کلسیم، منیزیم، پتاسیم، سولفات، کلر و بی‌کربنات می‌باشد. سایر یون‌ها دارای غلظت کمی می‌باشند. به طوری که غلظت استرانسیم حدود ۱۰۰ میلی‌گرم در لیتر، عناصر آلومینیم، بور، لیتیم، آهن و باریوم از ۱ تا ۱۰۰ میلی‌گرم در لیتر و فلزات کروم، مس، منگنز، نیکل، تیتانیوم، زیرکن، برلیوم، کبالت، سرب، وانادیم و روی در حد چند میکروگرم (ppb) است (Rittenhouse et al., 1989). مقدار شوری و غلظت یون‌ها در شورابه نفتی نسبت به دیگر منابع شوری به شدت تغییر می‌کند. شورابه نفتی نسبت به آب دریا دارای فراوانی دو برابر عناصری مانند کروم، لیتیم، منگنز، سیلیسیم و استرانسیم بوده در حالی که عناصر مس، پتاسیم و نیکل دارای فراوانی حدود نصف آب دریا هستند. در شورابه مربوط به حوضه‌های عمیق بعضی اوقات یون کلسیم دارای غلظت خیلی بالاتری می‌باشد و TDS به چند هزار میلی‌گرم در لیتر می‌رسد. بیشتر شورابه‌ها همراه با رسوب کانی‌ها، دارای عناصر مس، نیکل، کبالت، سرب و نقره با غلظت بالا می‌باشند. البته این در همه شورابه‌ها به طور طبیعی صدق نمی‌کند (Richter and Kreitler, 1993). منیزیم در شورابه‌ها غلظت کمتری

نسبت به آب دریا دارد و با افزایش دما غلظت آن کمتر می‌شود. غلظت کاتیون‌ها استرانسیوم، باریوم و آهن معمولاً بیشتر از آب دریا بوده و با افزایش غلظت کلسیم و کلر نیز افزایش می‌یابند. همچنین نسبت لیتیم، پتاسیم، روبیدیم، سزیم به سدیم معمولاً با افزایش دما افزایش می‌یابد (Kharaka and Thordsen, 1992; Honor, 2000). اکثر شورابه‌های مربوط به قبل از ترشیاری، دارای کلسیم، سدیم و کلر بیشتر از میانگین آب دریا می‌باشند (White, 1957). با افزایش شوری (کلر) در آب‌های شورابه غلظت سولفات و عناصری مانند منیزیم پتاسیم کم می‌شود (Kharaka and Thordsen, 2004). غلظت فلزات در شورابه نفتی و آب شور سازندی به جز منگنز و آهن معمولاً کم می‌باشد. آب‌های شور سازندی دارای غلظت H_2S زیاد (بیشتر از ۵۸ میلی‌گرم در لیتر) دارای غلظت کم فلزات می‌باشد و آب‌های دارای غلظت کم H_2S (کمتر از ۰/۰۲ میلی‌گرم در لیتر)، دارای غلظت بالای فلزات می‌باشد. این خاصیت در همه شورابه‌های نفتی صادق می‌باشد (Kharaka et al., 2004). غلظت بور، برم، ید، و استرانسیوم در سیالات خیلی شور نسبت به دیگر فلزات سنگین در مقایسه با آب دریا و آب زیرزمینی خیلی بیشتر می‌باشد (Birkle et al., Part I, 2009). شورابه‌ای که از انحلال نمک نشات گرفته است در طول تکامل مقدار سدیم کم و مقدار کلسیم، منیزیم، پتاسیم و استرانسیوم آن در اثر تبادل کاتیونی و واکنش با محیط زیاد می‌شود (Kharaka, 2004).

از نسبت‌های یونی Br/Cl , Na/Cl , I/Cl جهت تشخیص و تمایز منشأهای محتمل شوری می‌توان استفاده کرد (Richter et al., 1990; Richter and Kreitler, 1986).

۲-۲-۱- نسبت Na/Cl

لئونارد و وارد (۱۹۶۲) اولین کسانی بودند که از نسبت Na/Cl جهت تمایز بین منشأهای شوری انحلال نمک و شورابه نفتی در منطقه اکلاهاما استفاده کردند. نمونه‌ها دارای نسبت Na/Cl حدود ۰/۶۳ تا ۰/۶۵ از نظر وزنی، نشان‌دهنده انحلال نمک به عنوان منشأ شوری می‌باشند. نمونه‌هایی که از چاه‌های نفت برداشت شده‌اند دارای نسبت Na/Cl کمتر از ۰/۶ از نظر وزنی می‌باشند که این نسبت با افزایش شوری و کلر کمتر

می‌شود. از نظر مولی نیز اگر این نسبت یک باشد نشانگر انحلال نمک می‌باشد که بصورت خط مستقیم می‌باشد، اما اگر این نسبت بین ۰/۵ تا ۰/۶۵ باشد، منشأ شوری می‌تواند آب دریای قدیمی تبخیر شده بوده و همچنین اگر نسبت Na/Cl حدود ۰/۸۵ باشد، منشأ شوری آب دریای عهد حاضر است. انحلال نمک دارای نسبت مولی برابر یک می‌باشد (Lenoard & Ward , 1962).

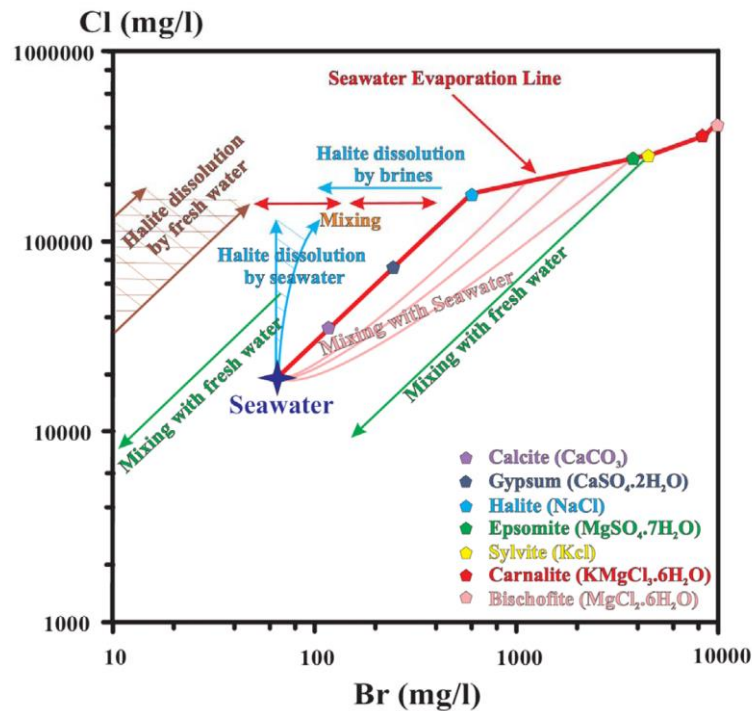
۲-۲-۲-۲- نسبت I/Cl

غلظت ید محلول در آب‌های شور عمیق از کمتر از ۰/۰۱ تا بیشتر از ۱۰۰ میلی‌گرم در لیتر تغییر می‌کند (Carpenter, 1987; Kharaka et., 1996 Collins 1957). از نسبت I/Cl نیز جهت تشخیص و تمایز بین منشأها شوری استفاده می‌شود. آب‌های قدیمی دارای مقدار ید بیشتری نسبت به آب‌های عهد حاضر و آب‌های حاصل از انحلال نمک می‌باشند. به طوری که آب دریای کنونی دارای I/Cl حدود 6×10^{-6} بوده و آب‌های شور قدیمی عمیق دارای I/Cl حدود 10^{-4} می‌باشند (Richter and Kreitler, 1993). مقدار نسبت I/Cl در آب‌های ولکانیکی و متامورفیکی کلروه حدود ۰/۰۰۰۱ بوده که بین آب‌های فسیلی و دریا قرار گرفته‌اند (With, 1957). اگر منشأ شوری انحلال نمک باشد، مقدار نسبت ید به کلر از نظر وزنی، کمتر از 1×10^{-5} خواهد بود. درحالی که این نسبت در شورابه‌های نفتی بیشتر از 2×10^{-5} است (Bagheri et al., 2014).

۲-۲-۲-۳- نسبت Cl/Br

مطالعه برم در مواد طبیعی بیش از ۱۵۰ سال قدمت دارد. برم اگر در آب وجود داشته باشد به آن برمید گفته می‌شود که بهترین ردیاب منشأهای شوری می‌باشد. این یون با انحلال‌پذیری بالا، پایستار بوده و از محلول به راحتی حذف نمی‌شود و به دلیل داشتن شعاع یونی بزرگ، وارد واکنش‌های شیمیایی نمی‌شود (Stash, 2008). برم بیشتر در آب‌های شور عمیق (مناطق نفتی و گازی) وجود دارد و دارای غلظت بین ۱ تا بیشتر از ۶۰۰

میلی گرم در لیتر می باشد. مقدار TDS آب دریا ۳۵ گرم در لیتر و مقدار برم آن حدود ۶۵ میلی گرم می باشد (Davis *et al.*, 1998; Mccaffrey *et al.*, 1987). در طول تبخیر آب دریا غلظت برم و کلر تا زمان اشباع شدن آب نسبت به هالیت و رسوب اولین بلور نمک، اضافه می شود و روی خط تبخیر آب دریا قرار می گیرد. زمانی که غلظت کلر برابر با ۱۶۲۰۰۰ میلی گرم در لیتر و برم برابر با ۵۰۰ میلی گرم در لیتر شد (وقتی حجم آب شور باقی مانده به حدود ۱/۱ حجم اولیه رسید)، محلول نسبت به هالیت اشباع شده و کلر و سدیم به صورت بلور نمک رسوب می کند. در این شرایط با افزایش تبخیر، کلر افزایش نیافته و برم تغلیظ می گردد. پس با افزایش تبخیر آب دریا، غلظت برم در آب باقی مانده زیاد می شود. زیرا برم انحلال پذیری بیشتر و شعاع یونی بزرگتری نسبت به یون کلر دارد (Davis *et al.*, 1998). در کل برای بررسی منشأ و تکامل شورابه ها، غلظت یون های اصلی را در مقابل غلظت یون برم ترسیم می کنند (Kharaka and Honor, 1987; Honor, 1987; Kharaka and Honor, 2004; Stash, 2008). با استفاده از نسبت برم به کلر و یا برعکس می توان منشأهای شوری همچون انحلال نمک، آب دریای تبخیر شده، اختلاط بین آب شیرین و شورابه، اختلاط بین شورابه با انحلال نمک و اختلاط بین آب دریا با دیگر آب ها را تشخیص داد. کلر نیز همانند برم یک یون پایستار است. غلظت کلر در طبیعت از برم بیشتر است (Carpenter, 1987; Kharaka, 1996). تبخیر آب دریا باعث افزایش خطی برم و کلر تا زمان رسیدن به اشباع هالیت می شود (Birkle *et al.*, Part I, 2009). بالاترین غلظت برم و کلر به وسیله تبخیر آب دریا تولید می شود به ترتیب 4×10^{-3} میلی گرم در لیتر و $2/5 \times 10^5$ میلی گرم در لیتر می باشد (White, 1957). در طول دوره تبخیر آب دریا تا ابتدای زمان رسوب نمک، نسبت Cl/Br روند خطی و شیب مثبت نشان می دهد.



شکل ۲-۳) نمودار کلر در مقابل برم (کارپنتر، ۱۹۷۸)

از زمان شروع رسوب نمک به بعد، برم شروع تلغیظ شدن در آب باقی مانده می‌کند و باعث به وجود آمدن یک روند خط افقی در حین تبخیر می‌شود. پس اگر داده‌ای روی خط افقی روند تبخیر آب دریا افتاد، نشان‌دهنده منشأ آب دریایی است که تبخیر خیلی زیادی در آن رخ داده و نمک آن در حال رسوب کردن بوده است (Birkle *et al.*, 2002). اگر نمونه‌ای زیر خط روند تبخیر آب دریا افتاد منشأ آن آب دریایی در حال تبخیر بوده که تحت تاثیر اختلاط با آب دریایی جدیدتر یا آب جوی قرار گرفته است (Birkle *et al.*, 2002; Carpenter 1987). اگر نمونه‌ای بالای خط تبخیر آب دریا افتاده نمونه دارای Cl/Br بیشتر از آب دریا بوده و تحت تاثیر انحلال نمک قرار گرفته است. در طول تبخیر آب دریا، مقدار برم آب باقی مانده افزایش می‌یابد. با اضافه شدن برم (افزایش تبخیر آب دریا)، مقدار یون‌های دیگر نیز تغییر می‌کند (Bagheri *et al.*, 2013).

ریچتر و کریتلر (۱۹۸۶) با استفاده از نسبت‌های Na/Cl و Br/Cl در منطقه تگزاس و اوکلاهما آن‌ها را به سه گروه عمده تقسیم‌بندی کردند. گروه A: انحلال نمک همراه با نسبت مولی Na/Cl بیشتر از ۰/۹۵ (نسبت وزنی Na/Cl بیشتر از ۰/۶۲) و نسبت وزنی Br/Cl کمتر از ۰.۴×10^{-۴} . گروه B: حالت اختلاط با Na/Cl بیشتر

از ۰/۹۵ Br/Cl بیشتر از 4×10^{-4} و محلول Na/Cl کمتر از ۰/۹۵ ، Br/Cl کمتر از 25×10^{-4} . گروه C: شورابه نفتی و حوضه عمیق با نسبت مولی Na/Cl کمتر از ۰/۹۵ و Br/Cl بیشتر از 25×10^{-4} . محلول حاصل از انحلال نمک گنبد نمکی واقع در تگزاس دارای شوری بالا (TDS بیشتر از ۱۰۵۰۰۰ میلی گرم در لیتر) و نسبت Br/Cl کمتر از 22×10^{-4} است. این نسبت در آب دریا بیشتر از انحلال نمک می باشد. مقدار Br/Cl آب دریا حدود ۰/۰۰۰۳ ، آب ولکانیکی حدود ۰/۰۰۰۲ و برای آب شور قدیمی (فسیلی) بیشتر از دو منبع قبلی می باشد (Richter and Kreitler , 1986). باران اولیه و اصلی دارای نسبت Cl/Br حدود ۱۰۰ و غلظت کلر برابر با ۰/۵ میلی گرم در لیتر می باشد. بیشتر مواد جامد طبیعی دارای برم در محدوده ۰/۱ تا ۱۰۰ میلی گرم در کیلوگرم و کلر با غلظت بین ۱۰ تا ۲۰۰۰ میلی گرم در کیلوگرم می باشند. نسبت Cl/Br بین ۱۰۰ تا ۲۰۰ در سنگ های گرانیت در منطقه آمریکا، سودان و فرانسه اندازه گیری شده است. بیشترین مقدار نسبت Cl/Br در مواد جامد، در تبخیری ها مشاهده شده است. میانگین این نسبت در ۵۱ نمونه نمک در گنبد نمکی می سی سی پی حدود ۱۹۲۰ بوده است (Davis et al., 1998). آب دریا دارای نسبت Cl/Br بین ۲۸۸ تا ۲۹۲ می باشد، اما در مقایسه بزرگترین دریاچه شیرین دارای نسبت Cl/Br حدود ۱۲۰ می باشد. محلول های دارای Cl/Br بیشتر از ۴۰۰۰ ، احتمالاً تحت تاثیر انحلال نمک قرار گرفته اند. نسبت Cl/Br در شورابه نفتی بین ۲۰۰ تا ۴۰۰ می باشد. در اثر انحلال نمک نسبت Cl/Br با پیشرفت انحلال بیشتر می شود (Davis et al., 1998). بلورهای خالص نمک دارای بیشترین مقدار Cl/Br (بیشتر از ۱۰۰۰۰) می باشند (Davis et al., 1998).

دیویس و همکاران (۱۹۹۸) با استفاده از نسبت Cl/Br و سایر نسبت های یونی ، منشأ شوری و حرکت آب زیرزمینی را در منطقه آلبرتا ، کنساس و آریزونا بررسی کردند. در نهایت نتیجه گرفتند که نسبت Cl/Br در آب باران حدود ۵۰ تا ۱۵۰ ، در آب زیرزمینی کم عمق بین ۱۰۰ تا ۲۰۰ ، فاضلاب ها بین ۳۰۰ تا ۶۰۰ آب شور حاصل از انحلال نمک بین ۱۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ ، آب رواناب تابستانی بین ۱۰ تا ۲۰۰ و آب دریا ۲۸۸ تا ۲۹۲ و در شورابه های عمیق ۲۰۰ تا ۴۰۰ می باشند (Davis et al., 1998).

۲-۲-۴-۲- نسبت Cl/Br در مقابل Na/Br

شورابه‌ای که از انحلال نمک نشات می‌گیرد دارای نسبت Cl/Br و Na/Br بیشتری نسبت به آب دریا می‌باشد. این در حالی است که شورابه نشات گرفته از آب دریای تبخیر شده دارای Na/Br و Cl/Br و کمتر از آب دریا می‌باشد. Cl/Br آب دریا حدود ۲۸۶ است (Walter *et al.*, 199). به طور کلی مقدار زیاد برم (حدود ۱۸۶۰ میلی‌گرم در لیتر) نشانگر نشات گرفتن آب از دریای تبخیر شده می‌باشد (Sanders, 1991).

۲-۲-۵-۲- استفاده از TDS و غلظت یون برم

ریتن‌هوس و تکزاس (۱۹۶۷) براساس مقدار غلظت برم، آب‌های شور عمیق را به پنج گروه تقسیم بندی کرده‌اند. گروه اول دارای آب با منشأ آب دریاست که با آب شیرین رقیق شده‌است. گروه دوم رفتاری مشابه گروه اول دارد. با این تفاوت که دارای برم بیشتری در TDS ثابت می‌باشد که شاید به خاطر مراحل اولیه دیازنز باشد. منشأ گروه سوم انحلال نمک است. گروه چهارم مربوط به آب اختلاطی بین آب شیرین و آب حاصل از انحلال نمک می‌باشد. گروه پنجم حاصل از اختلاط آب شیرین با آب دریای تبخیر شده (شورابه) است. برای مثال آب‌های شور عمیق ویلکاکس با سن ائوسن در منطقه سوم و آب‌های منطقه می‌سی‌سی‌پی با سن کرتاسه در گروه دوم و پنجم قرار گرفته‌اند. مقدار برم و TDS منطقه ویلکاکس نشان‌دهنده انحلال بیشتر هالیت می‌باشد. زیرا انحلال نمک باعث افزایش TDS می‌شود (Rittenhouse & Texas, 1967).

۲-۲-۶-۲- نسبت Rb/Li و Ca/Na

یکی از منشأهای محتمل شوری در مخازن عمیق می‌تواند اثر فیلتر شدن توسط رس‌ها باشد. اثر غشایی یکی دیگر از فرآیندهایی است که ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی آب سازندی را تحت تاثیر قرار می‌دهد. اثر غشایی توسط رس‌ها و سنگ‌هایی مثل شیل به وجود می‌آید. وقتی آب به سمت پایین حرکت می‌کند، شیل‌ها مانعی

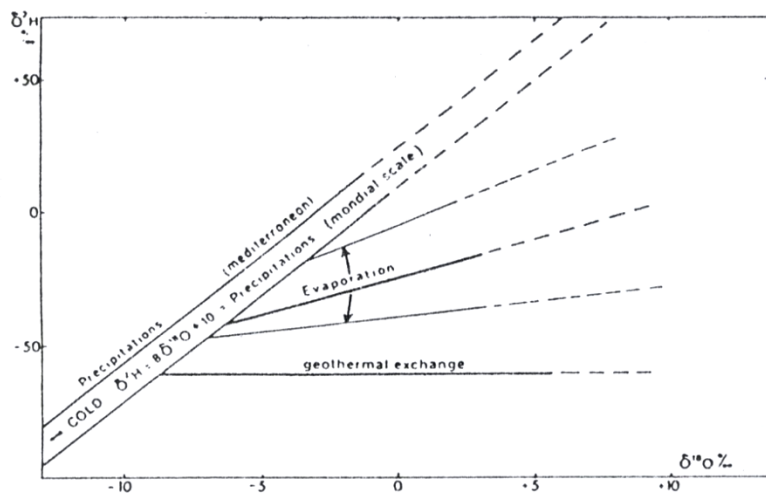
برای حرکت عناصر با شعاع یونی بزرگتر ایجاد می‌کنند و برای همین مقدار آن‌ها در آب عبوری شیل‌ها کمتر می‌شود؛ چون توانایی حرکت‌شان از بین شیل‌ها کمتر است. این فرآیند تحت تاثیر گرادیان فشار هیدرولیکی زیاد رخ می‌دهد و می‌تواند دلیل غنی‌شدگی در سفره‌های با هدایت هیدرولیکی کم باشد. از آنجا که اندازه شعاع یونی کلسیم بزرگتر از سدیم است، مقداری از کلسیم توسط رس و شیل گرفته می‌شود. پس نسبت کلسیم به سدیم در آب باقی‌مانده در پشت شیل با افزایش شوری زیاد می‌شود. این اتفاق برای کلر نیز رخ می‌دهد و مقدار کلر افزایش می‌یابد (Kharaka and Thordsen, 1992). با افزایش شوری آب ورودی، کارایی اثر فیلتر شدن غشایی کمتر می‌شود (Kharaka and Berry, 1973). شورابه‌های عمیق همراه با سنگ‌های ترشیری دارای مقدار کلر حدود ۱۵۰۰ میلی‌گرم در لیتر بوده که نسبت به آب دریا (Cl=19000 ppm) کمتر می‌باشد و این نشان‌دهنده اختلاط آب فسیلی با آب جوی است اما بعضی اوقات در اثر فرآیند فیلترشدن غشایی مقدار شوری شورابه بیشتر از آب دریا می‌شود (White, 1957). با رسم نمودار نسبت Rb/Li به Ca/Na می‌توان اثر فیلتر شدن (اثر غشایی) را بررسی کرد، به طوری که در اثر عمل فیلترشدن (اثر غشایی)، نسبت Rb/Li همراه با نسبت Ca/Na آب باقی‌مانده در پشت شیل افزایش می‌یابد (Birkle *et al.*, 2002 ; Kharaka and Smalley, 1976).

۲-۲-۷- نسبت Li/Cl در برابر Br/Cl

با ترسیم خط تبخیر استاندارد عناصر برم و لیتیم در برابر کلر در طول تبخیر آب دریا، رفتار مشابه لیتیم با برم مشاهده می‌گردد و تفاوت این خطوط در مقدار غلظت لیتیم و برم است که لیتیم غلظت کمتری دارد. برم یک یون پایستار است. در طول تبخیر آب دریا لیتیم نیز رفتاری مشابه برم در برابر کلر نشان می‌دهد و می‌توان آن را نیز یک یون محافظه کار معرفی کرد. با استفاده از این نتیجه و با رسم نمودار Li/Cl در مقابل Br/Cl سه منشأ مهم آب دریای قدیمی تبخیر شده، انحلال نمک و آب جوی عهد حاضر تفکیک می‌شود و نمونه‌ها با توجه به منشأ شوری در مکان‌های مجزا قرار می‌گیرند (Bagheri, 2014).

۲-۳- کاربرد ایزوتوپ های پایدار O^{18} و D در تعیین منشأ شوری آب

در تحقیقات هیدرولوژی و هیدروژئولوژی آب های زیرزمینی کم عمق و عمیق، ایزوتوپ ها به صورت گسترده مورد استفاده قرار می گیرند. ایزوتوپ های پایدار برای ردیابی سیستم جریان، تعیین منشأ و بازسازی آب و هوا و ایزوتوپ های پرتوزا یا رادیوژنیک برای تعیین سن آب زیرزمینی کاربرد دارند. هیدروشیمی آب در مسیر حرکت، تغییر می کند و نمی توان بر اساس آن منشأ را تشخیص داد ولی ایزوتوپی آب تغییر کمتری داشته و می توان بر اساس آن منشأ آب را تعیین نمود. مطالعات ایزوتوپی آب زیرزمینی عمدتاً شامل ایزوتوپ های پایدار H^2 ، O^{18} ، C^{13} و S^{34} می باشد. به طور کلی تفکیک ایزوتوپی به علت اثرات مختلفی همچون اثر خشکی، اثر کمی، اثر ارتفاع، اثر حرارت و اثر جغرافیایی می باشد. با توجه به ایستگاه های مختلف و اندازه گیری ایزوتوپی، رابطه $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ برای بارش اقیانوسی برقرار می باشد که به آن خط آب جوی (Meteoric Water Line) گفته می شود (Craig, 1961) (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴) نمایش Meteoric Water Line و انحراف آن بوسیله تبخیر (Drever, 1982)

اگر آب تحت تأثیر تبخیر قرار بگیرد، انحرافی را از خط آب جوی نشان می دهد که در این صورت بسته به میزان تبخیر، Interception خط تغییر می کند. در شرق مدیترانه این مقدار $+22$ می باشد. مقدار Interception را بصورت دوتریم اضافی (Deuterium excess) بیان می کند (Dansgrad, 1964).

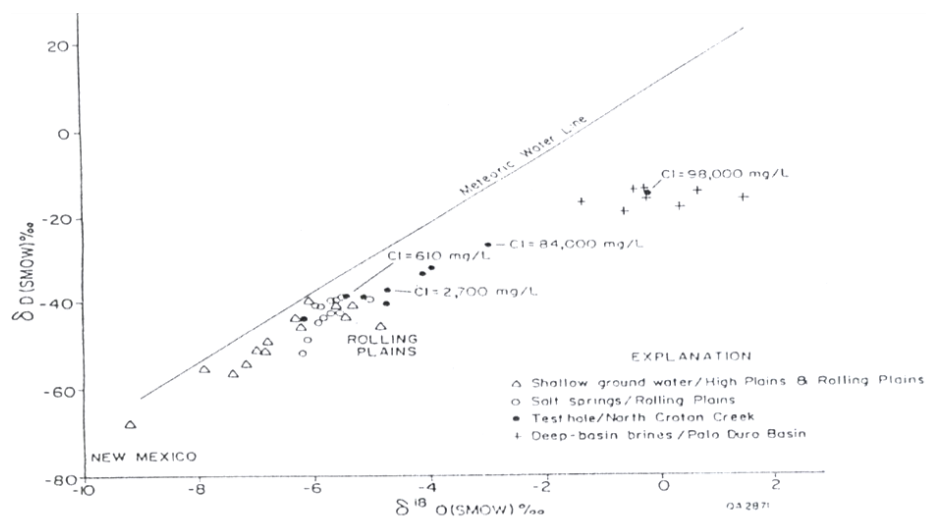
$$d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$$

از طرفی در درجه حرارت‌های بالا آب‌های زیرزمینی با مواد سازنده سفره تبادل ^{18}O را انجام می‌دهند. یعنی اکسیژن ۱۸ سنگها (کلسیت) به آب وارد شده و در مقابل، ^{16}O آب وارد سنگ می‌گردد. میزان این انتقال در آب به نسبت جرمی آب-کلسیت در حال واکنش و درجه حرارت و ترکیب ایزوتوپی بستگی دارد. اگر آب سریعاً وارد سفره گردد، نسبت مؤثر آب به کلسیت در حال واکنش زیاد بوده و بنابراین مقدار انتقال اکسیژن ۱۸ کم خواهد بود. تغییر مقدار اکسیژن ۱۸ به Oxygen shift معروف است و بصورت زیر محاسبه می‌گردد (Peixian-China, 1988):

$$\Delta\delta^{18}\text{O} = \delta^{18}\text{O} - (\Delta D - 10) / 8$$

که در آن $\Delta\delta^{18}\text{O}$ میزان Oxygen shift می‌باشد. هر چه مقدار $\Delta\delta^{18}\text{O}$ بیشتر باشد، مدت زمان تماس آب با سنگ بیشتر بوده است (Drever, 1982).

اگر مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار چشمه‌های شور با ایزوتوپ‌های پایدار بارشهای محلی مشابهت داشته باشد، بنابراین می‌توان گفت که منبع شوری انحلال نمک در زیر سطح می‌باشد. تنها مشکلی که وجود دارد این است که آب یک چشمه شور ممکن است منشأهای گوناگونی داشته باشد و بنابراین شیمی آب و ایزوتوپها، منابع مشابهی را نشان ندهند (Richter, 1993) (شکل ۲-۵).

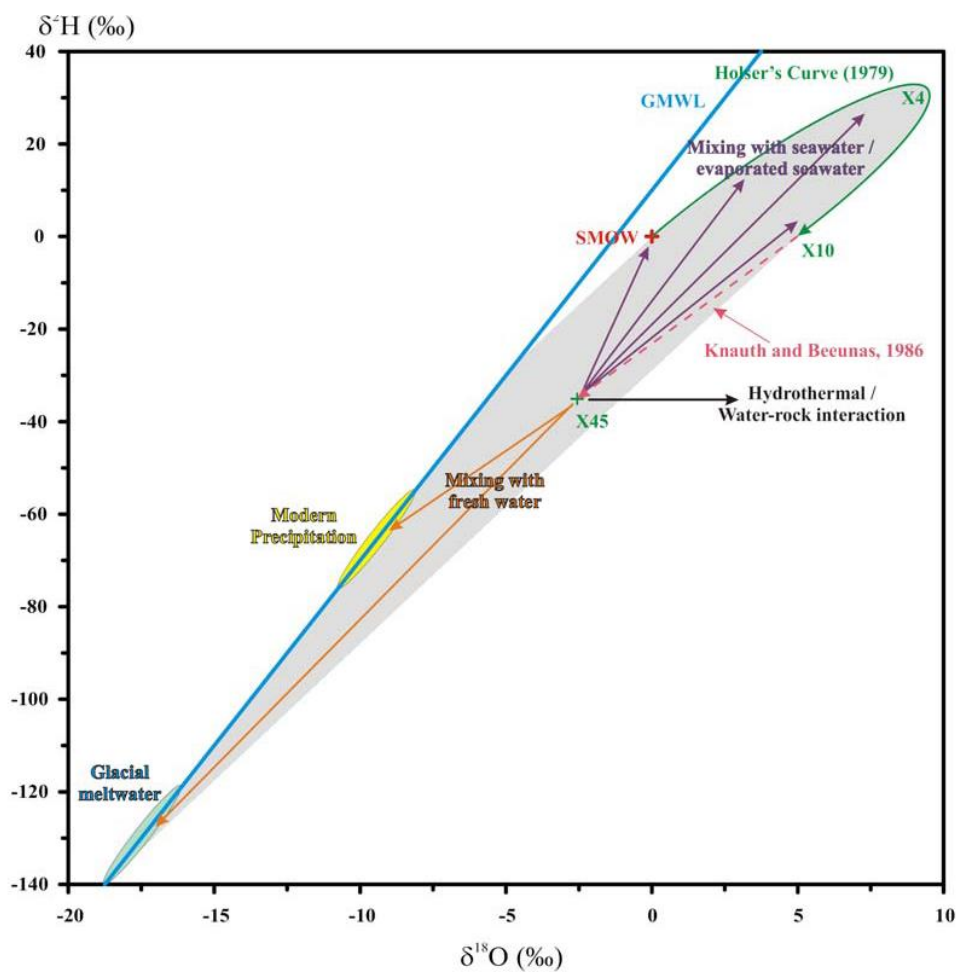


شکل ۲-۵) تفکیک آب‌های تغذیه کننده محلی از آب‌های زیرزمینی غیر محلی با استفاده از δD و $\delta^{18}\text{O}$

همانطور که در شکل بالا نشان داده شده است، آبهای زیرزمینی محلی (دایره‌ها و مثلثهای توخالی) در کنار Meteoric Water Line قرار می‌گیرند در صورتی که آبهای زیرزمینی غیر محلی (دایره‌های توپر) در مقایسه با بارش محلی، غنی‌شدگی و یا کاهش را در مقدار ایزوتوپی نشان می‌دهند (Richter, 1993).

نکته قابل توجه این است که نمونه‌های آب هم تحت تأثیر تبخیر و هم انتقال اکسیژن ۱۸ در نمودار δD - $\delta^{18}O$ از روند خط بارش جوی دور می‌گردند. برای تشخیص این دو از یکدیگر کافی است که به روند و شیب خط‌های ایجاد شده توجه کرد. اگر نمونه‌ها تحت تأثیر تبخیر قرار گیرند، مقادیر $\delta^{18}O$ و δD افزایش یافته و شیب خط در حدود ۱:۱ می‌باشد؛ اما اگر تحت تأثیر انتقال اکسیژن قرار گیرند، فقط مقدار $\delta^{18}O$ در نمونه‌های آب افزایش می‌یابد و شیب خط ۱:۱ نخواهد بود. شکل ۲-۵ ترکیب ایزوتوپی را در آبهای زیرزمینی دو منطقه که تحت تأثیر تبخیر قرار گرفته‌اند را نشان می‌دهد (Richter, 1993). روش معمول تفسیر نتایج D و ^{18}O ترسیم مقادیر $\delta^{18}O$ در مقابل δD می‌باشد. آبی که ترکیب ایزوتوپی آن روی خط جوی قرار می‌گیرد، دارای منشأ باران می‌باشد و فرآیندهای ایزوتوپی دیگر بر روی آن اثر نگذاشته است. انحراف از خط آب جوی، ناشی از فرآیندهای ایزوتوپی مختلف می‌باشد. این فرآیندها در اکثر موارد به طور یکسان روی رابطه بین δD و ^{18}O اثر می‌گذارند و موقعیت نقاط به شناخت فرآیند کمک می‌کند (Clark, 1997). بنابراین ایزوتوپ‌های D ، H^2 ، O^{18} یکی از ابزارهای مفید در مطالعه منشأ و تکامل آب زیرزمینی و سازندی می‌باشند (Kharaka and Thordsen, 1992). با به کار بردن ژئوشیمی ایزوتوپی در مطالعه حوضه‌های رسوبی می‌توان مواردی همچون منشأ آب و محلول، میزان تبادل آب و سنگ، مسیر جریان، دما و آب و هوای قدیمی و زمان ماندگاری سیال عمیق و قدیمی را بررسی کرد (Kharaka and Thordsen 1992). با توجه به اینکه مقدار ایزوتوپی O^{18} و D در آب زیرزمینی فقط توسط تبخیر و واکنش آب با سنگ و یا پدیده یخچالی شدن تغییر می‌کند و گذشت زمان تغییری در مقادیر ایزوتوپی پایدار آب ایجاد نمی‌کند، می‌توان منشأ آب را در حوضه‌های رسوبی مشخص کرد، اما منشأهای شوری از نظر ایزوتوپی متفاوت می‌باشند (Richter and Kreitler, 1993). در زمان‌های قبل از به کار بردن ایزوتوپ‌ها، منشأ اکثر آب سازندی در سنگ رسوبی دریایی را دریای قدیمی می‌دانستند (White et al., 1996).

کلایتون و همکاران (۱۹۹۶) اولین کسانی بودند که از ایزوتوپ‌های D و O^{18} استفاده کرده و منشأ آب حوضه‌های رسوبی را آب جوی بیان کردند. آن‌ها در مطالعات خود یک روند غنی‌شدگی برای O^{18} و H^2 مشاهده کردند که این غنی‌شدگی برای اکسیژن بیشتر از هیدروژن بود. شورابه‌هایی که منشأ آب دریای تبخیر شده قدیمی دارند، از نظر ایزوتوپی O^{18} از D خیلی فقیرتر می‌باشند (Clayton *et al.*, 1996).



شکل ۲-۶) نمودار O^{18} در مقابل H^2 (Stash 2008)

۲-۳-۱- مشخص نمودن منشأ انحلال نمک و اثر غشایی

در انحلال نمک، ایزوتوپ‌های O^{18} ، D نیز منشأ جوی را نشان می‌دهند (Richter and Kreitler, 1993). اگر منشأ شوری آب انحلال گنبد نمکی باشد با افزایش شوری مقدار ایزوتوپی آب تغییر نخواهد کرد (Clark and

(Fitz, 1977). شورابه‌های عمیق دارای ^2H غنی‌تری نسبت آب‌های سطحی می‌باشند. شواهد ایزوتوپی ^{18}O نشان دهنده این است که آب‌های شور عمیق از آب دریا نشأت گرفته است (White, 1957). اگر مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار چشمه‌های شور با ایزتوپ‌های پایدار بارش‌های محلی مشابهت داشته باشد، می‌توان گفت که منبع شوری انحلال نمک در زیر سطح می‌باشد. تنها مشکلی که وجود دارد این است که آب یک چشمه شور ممکن است منشأهای گوناگونی داشته باشد و بنابراین شیمی آب و ایزوتوپ‌ها، منابع مشابهی را نشان ندهند (Richter, 1993). در اثر فرآیند فیلتراسیون ایزوتوپ‌های D و ^{18}O در آب باقی‌مانده افزایش می‌یابد ولی مقدار افزایش دوتریم کمی بیشتر از D است. مقدار ^{18}O در اثر این فرآیند در حدود ۰/۵ می‌تواند افزایش یابد. بنابراین شیل‌ها و رس‌ها باعث تغییر کم در مقادیر ایزوتوپ می‌شوند (Land, 1992).

۲-۳-۲- فرآیندهای موثر در تغییر ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی آب سازندی

فرآیندهایی که باعث تغییر ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی آب سازندی می‌شود را اختلاط، انحلال نمک و دیگر تبخیری‌ها، جریان آب باقی‌مانده پس از رسوب تبخیری‌ها، انحلال و رسوب‌گذاری کانی‌ها، واکنش بین آب و سنگ به خصوص رس‌ها، ماسه سنگ و شیل‌ها که رفتار فیلتر غشایی دارند، فعالیت باکتری‌ها، واکنش با مواد ارگانیکی و انتشار به خصوص در داخل و نزدیک گنبد‌های نمکی بیان کردند (Kharaka and Honor, 2004; Sanders, 1991).

وب و همکاران (۲۰۰۴) فرآیندهای مختلفی که بر روی آب سازندی دریای شمال از محل منشأ تا به حال اتفاق افتاده است را بررسی کرده‌اند که این مکانیسم‌ها شامل واکنش آب-سنگ ورود آب شیرین جوی به داخل مخزن و اختلاط با آب سازندی می‌باشد (Webb et al., 2004).

بریکلی (۲۰۰۹) فرآیندهایی که باعث تغییر ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی آب سازندی می‌شوند را بررسی کرده است که نفوذ شورابه تبخیر شده انحلال نمک از رسوبات تبخیری و تغییر ترکیب شیمیایی تحت تاثیر

فرآیندهای ثانویه شامل دلومیتی شدن کربنات‌ها به وسیله شورابه‌های با منیزیم زیاد، آلبیتی شدن پلاژیوکلاز-ها، انتقال اسمکتیت به ایلیت، رسوب پیریت به وسیله احیا شدن سولفات به گوگرد یا آزاد شدن سولفات به وسیله انحلال کانی‌های سولفاته و فرآیند اختلاط می‌داند (Birkle, 2009).

۲-۴- فرآیندهای موثر در تغییر ترکیب شیمیایی آب سازندی

غلظت عناصر شورابه‌ها منعکس‌کننده خصوصیات هیدروشیمیایی، منشأ اولیه و واکنش‌های دیاژنتیک صورت گرفته از گذشته تا به حال می‌باشد. به طور کلی شیمی آب تولیدی مخازن نفت و گاز در طول زمان می‌تواند به وسیله فرآیندهای تبخیر و واکنش‌های دیاژنتیک ثانویه مانند واکنش بین سنگ و آب (دلومیتی شدن، آلبیتی شدن پلاژیوکلاز، ایلیتی شدن اسمکتیت، رسوب یا انحلال کانی‌های سولفاته، رسوب کربنات‌های حاوی منیزیم زیاد) و یا واکنش بین آب و گاز دچار تغییر گردد (Sanders, 1991).

در بعضی از میداین نفتی ترکیب شیمیایی آب مخازن با ترکیب آب دریای اولیه قدیمی تبخیر شده کاملاً فرق دارد. این امر شاید به تغییراتی که از نظر شیمیایی ضمن جا به جا شدن از زمان رسوب‌گذاری تا به حال متحمل گردیده است، باشد (Sanders, 1991). تکامل شیمیایی شورابه‌های تولیدی توسط تبخیر آب دریا توسط محققین مختلفی همچون ولکاو (۱۹۷۰) و کارپنتر (۱۹۶۶) مطالعه شده است. جهت تشخیص ترکیب اولیه منشأ و فرآیندهای احتمالی تغییر ترکیب شیمیایی شورابه‌ها، از یون‌های پایستار استفاده می‌شود. عناصر کلر، لیتیم و برم در طی زمان کمتر از عناصر دیگر وارد واکنش شیمیایی می‌شوند و غلظت آن‌ها طی تبخیر دریا کمتر دچار تغییر می‌شود. برم به دلیل داشتن شعاع یونی بزرگ، وارد واکنش‌های شیمیایی نمی‌شود و همچنین از محلول به راحتی حذف نمی‌شود که به همین دلیل این عنصر، بیشتر از بقیه یون‌ها خاصیت منشأ اولیه خود را حفظ می‌کند. بنابراین می‌تواند در بررسی تکامل ژئوشیمیایی به عنوان یک یون پایستار مورد استفاده قرار گیرد (Brikle *et al.*, 2009).

برای بررسی تغییرات مقدار ترکیب شیمیایی شورابه‌ها نسبت به اولیه در طول زمان از نسبت غلظت نرمال شده عنصر برم که توسط رابطه ۱-۲ محاسبه می‌گردد استفاده می‌شود (Bagheri *et al.*, 2013).

$$Br-NCR=(X_b/Br_b)/(X_{sw}/Br_{sw}) \quad (1-2)$$

در این رابطه X_b غلظت یون مورد نظر در نمونه، Br_b مقدار غلظت یون برم در نمونه، X_{sw} غلظت یون مورد نظر در آب دریا و Br_{sw} مقدار غلظت یون برم آب دریا برحسب میلی گرم در لیتر می باشد. اگر نسبت $Br-NCR$ کمتر از یک باشد نشانگر این است که غلظت آن عنصر در طول زمان نسبت به منشأ اولیه خود در اثر رخداد فرآیندهای مختلف کمتر شده است و برعکس برای $Br-NCR$ بزرگتر از یک اتفاق افتاده است. این فرآیندهای ثانویه می توانند واکنش بین آب-سنگ در طی زمان اتفاق افتاده باشند.

در پی واکنش سنگ-آب و با تخریب فلدسپارها، مقادیر زیادی پتاسیم، استرانسیم، باریوم و لیتیم به محلول اضافه می شود. تعادل فلدسپارها نشان می دهد که مقدار پتاسیم تا زمانی که دما خیلی بالاست نمی تواند زیاد باقی بماند و در تشکیل ایلیت مصرف می گردد. استرانسیم و باریوم در شورابه باقی می ماند و غلظت بیشتری نسبت به آب دریا می یابند (Richter and kreitler, 1993). غلظت کاتیون ها بخصوص کاتیون ها چند ظرفیتی بستگی به منشأ آب و پدیده های شیمیایی، فیزیکی و بیولوژیکی دارد که این پدیده ها می توانند باعث افزایش یا کاهش غلظت کاتیون ها گردند. مقدار کلسیم می تواند در اثر فرآیندهای آلبیتی شدن پلاژیوکلازها، تبدیل کانی اسمکتیت به ایلیت، رسوب کلسیت، ژپس و فرآیندهای دولومیتی شدن تغییر کند (Davisson and Criss, 1996; Brikle *et al.*, 2009). کلسیم تا زمان اشباع کلسیت در آب دریا تلغیظ می شود بعد از رسیدن آب به درجه اشباع، به علت تشکیل کلسیت ژپس و کانی های تبخیری، غلظت آن کم می شود علت افزایش کلسیم واکنش های آب و سنگ مانند آلبیتی شدن فلدسپار پلاژیوکلاز، یا دولومیتی شدن کلسیت و یا فیلتر-شدن غشایی می باشد (Sanders, 1991).

مقدار کلسیم اضافی و کمبود سدیم و منیزیم نسبت به آب دریا بر اساس روابط زیر معرفی می شوند (Davisson and Criss, 1996).

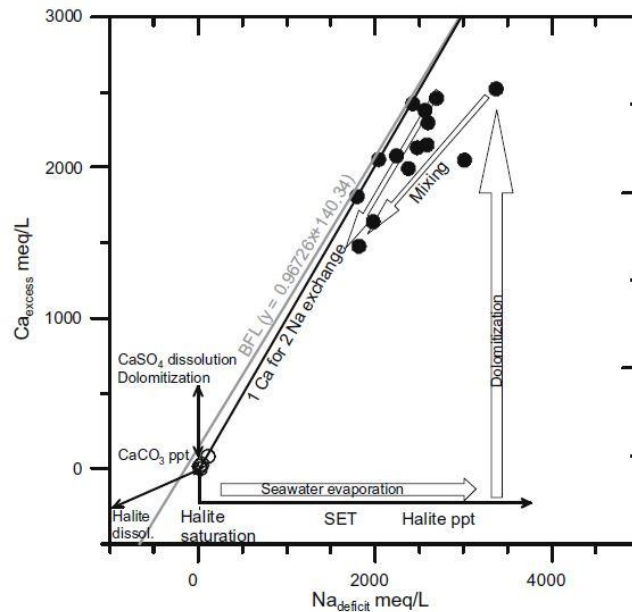
$$Ca_{excess} = \{Ca_{meas} - ((Ca/Cl)_{sw} \times Cl_{meas})\} \times (2/40.08) \quad (2-2)$$

$$Na_{deficit} = \{((Na/Cl)_{sw} \times Cl_{meas}) - Na_{meas}\} \times (1/22.99) \quad (3-2)$$

$$Mg_{\text{deficit}} = \{ (Mg/Cl)_{Sw} \times Cl_{\text{meas}} - Mg_{\text{meas}} \} \times (2/24.3) \quad (4-2)$$

Ca_{excess} مقدار کلسیم اضافی، Ca_{meas} غلظت کلسیم موجود در نمونه، Ca_{sw} غلظت کلسیم آب دریا، Cl_{sw} غلظت کل آب دریا، Cl_{meas} غلظت کلر نمونه، Na_{deficit} مقدار کاهش سدیم، Na_{sw} مقدار سدیم در آب دریا، Na_{meas} غلظت سدیم در نمونه، Mg_{deficit} مقدار کاهش منیزیم، Mg_{meas} غلظت منیزیم در آب دریا و Mg_{meas} مقدار منیزیم، نمونه برحسب میلی گرم در لیتر می باشد.

رسوب سدیم در واکنش های حوضه های رسوبی توسط آلبیتی شدن پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپارها و انحلال نمک کنترل می شود (Davisson and Criss, 1996). کاهش خیلی زیاد سدیم نشان دهنده اختلاط آب شورابه با آب شیرین می باشد. خط تبخیر آب دریا و خط BFL که نشانگر میانگین روند کلی برای سیال با شوری بالا در محیط قاره ای عمیق می باشند. در شکل ۲-۷ قابل مشاهده است این خط نشان دهنده آلبیتی شدن آب دریا اولیه است. خط مربوط به مسیر انحلال هالیت و ژیپس و رسوب ژیپس و فرآیند دولومیتی شدن نیز مشخص شده است (Cuoco et al., 2010). غلظت سدیم به علت تبادل کاتیونی با لیتیم و یا کلسیم ممکن است کاهش یابد. قرارگیری نمونه ها در بالای خط استاندارد تبخیر آب دریا و زیر خط BFL نشانه منشأ دریای تبخیر شده ای است که بعداً در آن عمل دولومیتی شدن نیز اتفاق افتاده است. کاهش خیلی زیاد سدیم نشان دهنده اختلاط آب شورابه با آب شیرین و یا فرآیند تبادل کاتیونی می باشد.



شکل ۲-۷) کاهش سدیم به افزایش کلسیم در آب تولیدی مخزن جوجو-تکومیناسان مکزیک (Birkle *et al.*, 2009)

در اثر دولومیتی شدن، نسبت کلسیم آزاد شده به منیزیم مصرف شده ۱:۱ می باشد. اگر مقدار کلسیم بیشتر از این نسبت بود، نشان دهنده انحلال کمی بیشتر، کلسیت می باشد. اگر آلبیتی شدن رخ دهد بایستی نسبت Na/Cl کم باشد اما اگر Na/Cl نزدیک یک باشد، نشان دهنده عدم آلبیتی شدن است. فرآیند دولومیتی شدن باعث افزایش کلسیم و کاهش منیزیم می گردد. غلظت کم منیزیم در آب های سازندی در مقایسه با آب دریای تبخیر شده در اثر تشکیل کلریت، دولومیت و انکریت می باشد. با افزایش درجه حرارت، رس اسمکتیت به ایلیت تغییر می یابد و این پدیده بسیار مهمی در بسیاری از حوضه های رسوبی است. مقادیر زیادی پتاسیم در این واکنش مورد استفاده قرار می گیرد و کلسیم، سدیم و آهن دو ظرفیتی به آب سازندی اضافه می شود. در پی واکنش سنگ-آب با تخریب فلدسپارها، مقادیر زیادی کلسیم به محلول اضافه می شود (Richter and Kreitler, 1993). کاهش پتاسیم می تواند به دلیل آلتره شده فلدسپارها به کانی های رسی باشد و بعضی مواقع در تشکیل ایلیت (رس)، بور و پتاسیم هر دو مصرف و در آب دریا کاهش می یابند. پس باید بین بور و پتاسیم رابطه ای وجود داشته باشد. بور ممکن است در ساختار بلوری انیدریت نیز وارد شود. معمولاً غلظت پتاسیم در شورابه نفتی در مقایسه با آب دریا کم است که به دلیل تشکیل ایلیت و پتاسیم فلدسپارها می باشد. در کل ایلیتی شدن اسمکتیت و کائولینیت و واکنش رسی دارای پتاسیم کم، برای تشکیل فلدسپارها،

باعث کاهش پتاسیم می‌گردد (Boschetti et al., 2011). عنصر لیتیم بیشتر در محلول‌های شور جهت تشخیص مقدار واکنش سنگ-آب به کار می‌رود؛ زیرا هرچه این واکنش و زمان ماندگاری بیشتر باشد، مقدار لیتیم محلول افزایش می‌یابد. عنصر لیتیم همچنین می‌تواند در اثر تبادل کاتیونی با پتاسیم و سدیم در رس‌ها نیز آزاد شود. این عنصر خاصیت حلالیت‌پذیری بالایی دارد. سیال با غلظت لیتیم و نسبت Li/Cl بیشتر از آب دریای تبخیری نشان دهنده واکنش با کانی‌های رسی می‌باشد (Chan et al., 2002, Birkle et al., 2009). افزایش غلظت استرانسیم نسبت به آب دریا را می‌توان تبدیل آراگونیت به کلسیت و یا انحلال کانی سلسیت عنوان کرد. سلسیت در اوایل تبخیر آب دریا تشکیل می‌شود. اگر این کانی در زمان‌های بعد انحلال یابد، استرانسیم موجود در شبکه بلوری خود را آزاد می‌کند؛ بنابراین انحلال سلسیت هم یک دلیل برای افزایش استرانسیم می‌تواند باشد (Parkhurst and Appello, 2013). دولومیتی‌شدن آراگونیت و کلسیت به وسیله شورابه‌های غنی از منیزیم باعث آزاد شدن کلسیم می‌گردد که این کلسیم با سولفات ترکیب شده و تشکیل رسوب بیشتر ژیپس یا اندریت را می‌دهد و باعث کاهش سولفات می‌گردد (Butler, 1970). فرآیندهای بیولوژیکی احیای سولفات باعث کاهش غلظت سولفات در تبخیری‌ها شده که اثر مشابهی مثل دولومیتی شدن دارد. در تشکیل کلریت (رس)، منیزیم، آهن هر دو به نسبت ۲:۱ مصرف می‌شوند. زیاد بودن مواد ارگانیکی و رس‌ها احتمالاً باعث افزایش منگنز و آهن می‌شود. رس‌ها آهن را به فرم Fe_2O_3 و منگنز را به صورت MnO_2 جذب می‌کنند؛ اما در جریان دیاژنز شدن رس‌ها در فشار و دمای بالا، اول Mn^{+2} آزاد شده و پس آزاد شدن تمامی منگنز، مواد ارگانیکی شروع به آزاد کردن Fe^{+2} می‌کند که باعث آزاد شدن منگنز و آهن می‌شود. اگر نسبت Mn/Fe زیاد باشد یعنی فرآیند احیایی در رسوبات کم بوده است (Sanders, 1991).

۲-۴-۱- واکنش‌های آب و گاز

علت کاهش غلظت سولفات می‌تواند فرآیند احیای سولفات‌ها توسط باکتری‌ها باشد. این باکتری‌ها اکسیژن مورد نیاز را از بنیان‌ها SO_4 تامین کرده و گوگرد آزاد می‌نمایند. به طور کلی طی واکنش‌های آب و گاز مقدار ید و منگنز افزایش و سولفات آب کاهش می‌یابد. واکنش‌های بین رس و هیدروکربن‌ها باعث ازدیاد ید و منگنز

در شورابه‌ها می‌گردد. افزایش منگنز به دلیل آزاد شدن این یون توسط کانی‌های رسی نیز می‌تواند باشد (Bagheri *et al.*, 2014).

۲-۴-۲- فرآیند موثر در تغییر ترکیب ایزوتوپی آب سازندی

وقتی که ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی در طول خط آب جوی قرار گیرد، آب زیرزمینی کم‌عمق ترکیب ایزوتوپی شبیه باران دارد. پس فرض می‌شود که هیچ فرآیندی، ترکیب ایزوتوپی بارش تغذیه‌کننده آب زیرزمینی را تغییر نداده است. سیستم آب زیرزمینی عمیق به دلیل اینکه سیستم جریان آب زیرزمینی می‌تواند حاوی آب جوی با سن‌های مختلف (هزاران سال قبل یا بیشتر) باشد که هنوز در سیستم مانده‌اند، پیچیده‌تر از آب جوی است. در واقع سیستم آب زیرزمینی می‌تواند اطلاعاتی از ترکیب ایزوتوپی بارش‌ها با سن‌های مختلف در طول زمان، باشد. در این صورت فرآیندهای مختلفی باعث انحراف داده‌های ایزوتوپی از خط آب جوی می‌شوند. عوامل موثر بر جدا شدن شورابه‌های حوضه رسوبی از خط جوی شامل تبادل ^{18}O با کانی کربناته در دمای بالا، تبادل ^2H با هیدروکربن H_2S و کانی‌های هیدراته شده، آب‌زدایی رس‌ها در حین فشردن، هیدراته شدن انیدریت و یا اختلاط با آب جوی می‌باشد (Clark and Fritz, 1977). واکنش بین آب و کانی‌ها، اجزا محلول، گازهای همراه و سایر سیالات می‌تواند ترکیب ایزوتوپی آب سازندی به‌خصوص ^{18}O را تغییر دهد. اختلاط آب‌ها با ترکیب ایزوتوپی متفاوت بیشتر به وسیله فرآیند تبادل ایزوتوپی بین آب و کانی‌ها، تبادل ایزوتوپی بین آب و سایر سیالات، تبخیر و تقطیر و جدایش ایزوتوپی به وسیله خاصیت غشایی سنگ‌ها می‌تواند باعث تغییر ترکیب ایزوتوپی آب سازندی شود.

۲-۴-۳- اثر تبخیر بر تغییرات ایزوتوپی آب

یکی از فرآیندهای مهم در تغییر مقادیر ایزوتوپی، تبخیر است که تحت تاثیر عوامل مهمی چون درصد رطوبت، ورود آب شیرین ورود آب شور دریا می‌باشد. در فرآیند تبخیر از آب دریا مقدار ایزوتوپی ^{18}O و ^2H تا زمان

تبخیر ۲۰ تا ۵۰ درصد آب دریا، اضافه می‌شوند. با افزایش تبخیر (افزایش شوری) روند افزایش و تکامل ایزوتوپی در یک مرحله از تبخیر، برعکس شده و مقادیر ایزوتوپی در شورابه‌های باقی‌مانده، کاهش می‌یابد؛ زیرا مقدار اکتیویته آب به علت شوری کاهش می‌یابد. همچنین آگیری یون‌ها باعث کاهش ایزوتوپی آب باقی‌مانده می‌شود زیرا با هیدراته شدن یون‌ها، جدایش ایزوتوپی صورت می‌گیرد (Clark and Fritz, 1977). اگر آب تحت تاثیر تبخیر قرار بگیرد، انحرافی را از خط آب جوی نشان می‌دهند که در این صورت بسته به میزان تبخیر، انحراف از خط نیز تغییر می‌کند. در کل ترکیب ایزوتوپی تمامی آب‌ها در زیر خط بارش جهانی و محلی قرار می‌گیرند. نکته قابل توجه این است که نمونه‌های آب هم تحت تاثیر تبخیر و هم انتقال ^{18}O در نمودار $\text{D}-^{18}\text{O}$ از روند خط بارش جوی دور می‌گردند. برای تشخیص این دو از یکدیگر کافی است که به روند و شیب خط‌های ایجاد شده توجه کرد (Richter, 1993).

۲-۴-۴- اثر واکنش‌های آب و سنگ بر تغییر ایزوتوپی آب

در تبادل ایزوتوپی آب-سنگ، نسبت آب به سنگ خیلی مهم می‌باشد. اگر این نسبت کم باشد، تبادل ایزوتوپی اثر خیلی زیادی روی آب می‌گذارد؛ یعنی یک مقدار تبادل می‌تواند ایزوتوپی آب را خیلی تغییر دهد (Clark and Fritz, 1954). از ایزوتوپ‌های پایدار $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ و D/H جهت تشخیص نوع واکنش بین سنگ و آب استفاده می‌شود (Custodio, 1987). واکنش بین آب-سنگ در درجه حرارت بالا و دوره زمانی زیاد، غالب می‌باشد؛ اما در سفره‌های کم‌عمق و دوره زمانی کوتاه نیز ممکن است رخ دهد. واکنش بین آب و سنگ باعث افزایش غلظت ^{18}O و ثابت ماندن D می‌شود (Birkle et al., 2002). مقدار ^{18}O کریستال‌ها و سنگ‌های کربناته خیلی بیشتر از آب جوی است. در نتیجه با توجه به مقدار کم نسبت آب به سنگ، حتی مقدار کمی تبادل ایزوتوپی می‌تواند یک تغییر قابل ملاحظه‌ای را در ^{18}O ، ایجاد کند. به طور کلی از بین سنگ‌ها، سنگ‌های کربناته دارای بیشترین مقدار ^{18}O بوده که باعث غنی‌شدگی بیشتر آب

سازندی نسبت به ^{18}O می‌شوند (Clayton *et al.*, 1966). در کل آب از ^2H ، سنگ‌ها و کانی‌ها از ^{18}O غنی می‌باشد. این تفاوت در تکامل ایزوتوپی آب در دمای بالا خیلی مهم است. ماگما که سرد می‌شود، در دمای کم برعکس مکانیسم دمای بالا که آب و سنگ به تعادل می‌رسیدند، آب در ^{18}O فقیر و از ^2H غنی می‌شود و در بالای خط جوی قرار می‌گیرد. در زیر ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد هیدراته شدن کانی‌های سیلیکاته مهم‌ترین واکنش کنترل‌کننده تکامل ایزوتوپی آب در سنگ‌های کریستالین است.

در اثر تبدیل ژئوپس به انیدریت در دماهای بالا، ^{18}O سیال سازندی حدود ۳-۴ غنی‌تر می‌شوند. این آب هیدراته از ^2H نسبت به آب دریا فقیرتر، اما نسبت به آب جوی، غنی‌تر می‌باشد. در محیط‌های دارای H_2S ، ^2H در اثر تبادل با H_2S افزایش می‌یابد (Clark and Fritz, 1977).

۲-۴-۵- اثر واکنش‌های آب و گاز بر تغییر ایزوتوپی آب

در لایه‌های رسوبی که احیای سولفات‌ها اتفاق می‌افتد، نسبت گاز به آب زیاد بود و تبادل ایزوتوپی آب و گاز باعث تغییر ایزوتوپی آب می‌شود (Clark and Fritz, 1977). تبادل ^{18}O بین CO_2 و آب از فرآیندهای دیگری است که باعث تغییر ترکیب ایزوتوپی آب می‌شود. این فرآیند همانند H_2S خیلی کم در طبیعت وجود دارد. در اثر تبادل ایزوتوپی بین آب و CO_2 آبهای سازندی باعث غنی‌شدگی ^{18}O در آب باقی‌مانده می‌گردد.

۲-۵- مطالعات انجام شده در خصوص تعیین منشأ و تکامل آب‌های سازندی

استاش (۲۰۰۸) آب سازندی منطقه سیبری را مطالعه کرده است. نمونه‌های این مطالعه از عمق ۱۰۰ تا حدود ۴۰۰۰ متری به طوری که نمایانگر ویژگی‌های قسمت اعظم صفحه سیبری باشد، از پنج قسمت متفاوت منطقه برداشت و در چهار گروه طبقه بندی گردید. تیپ گروه اول آب منطقه

Ca-Cl با منشأ آب باقی مانده از تبخیر دریای قدیمی و تیپ آب گروه دوم Na-Cl با منشأ انحلال نمک بود. رفتار شیمیایی و ایزوتوپی گروه سوم بیانگر فرآیندهای پیچیده‌ای مانند دگرگونی، واکنش‌های بین آب-سنگ، یخچال‌های دائمی عمیق و اختلاط بود. بنابراین منشأ آب این گروه به طور قطعی مشخص نشده است. گروه چهارم نیز آب شور عهد حاضر نشات گرفته بود (Stash, 2008).

بریکلی (۲۰۰۸) آب سازندی میدان جوجو-تکومیناسان واقع در ساحل جنوب شرقی مکزیک (مربوط به دوره ژوراسیک پسین تا کرتاسه پسین) را به جهت تعیین منشأ و تکامل ژئوشیمیایی شورابه، مطالعه کرده است. از ۱۸ چاه موجود در منطقه (۱۲ چاه تولیدی و ۶ چاه مسدود) نمونه‌گیری و آنالیزهای هیدروشیمیایی و ایزوتوپی انجام گرفت. منشأ آب سازندی می‌تواند آب جوی، آب زیرزمینی تبخیر شده، آب دریای تخیر شده و آب جوان یا آب ماگمایی باشد. وجود ^{14}C در تمام نمونه‌ها، نفوذ آب سطحی مربوط به زمان پلیستوسن پسین تا هولوسن پیشین را در نمونه‌ها مشخص نمود. همچنین نسبت ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ با مقدار این نسبت در آب‌های عهد حاضر مشابه می‌باشد. بررسی‌های هیدروشیمیایی نشان داد که انحلال تبخیری‌ها (نمک) گنبد نمکی اطراف بر شوری آب موجود در منطقه تاثیر کمی دارد و عامل افزایش شوری می‌تواند آب دریایی باشد که از آن تبخیر زیادی صورت گرفته است. فرآیند فیلتر شدن غشایی نیز در شوری آب سازندی میدان جوجو-تکومیناسان موثر می‌باشد. به‌طور کلی فرآیندهایی که باعث تغییر ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی آب سازندی می‌شوند نفوذ شورابه تبخیر شده و واکنش‌های دیاژنتیک ثانویه (مانند دولومیتی شدن و فرآیند اختلاط) می‌باشند. دولومیتی شدن باعث افزایش کلسیم و کاهش منیزیم در منطقه شده است. ایلیتی شدن نیز باعث کاهش پتاسیم در منطقه شده است. فراوانی دولومیت و وجود ایلیت و پیریت در لاگ‌های حفاری واکنش‌های فوق را تایید می‌کند (Birkle et al., 2009).

میرنژاد (۲۰۱۰) مطالعاتی بر روی آب تولیدی میدان مارون در سازند آسماری (مربوط به دوره الیگوسن و میوسن پیشین) در جنوب غربی ایران انجام داده است. شورابه تولیدی این میدان دارای ۲۰۰۰۰-

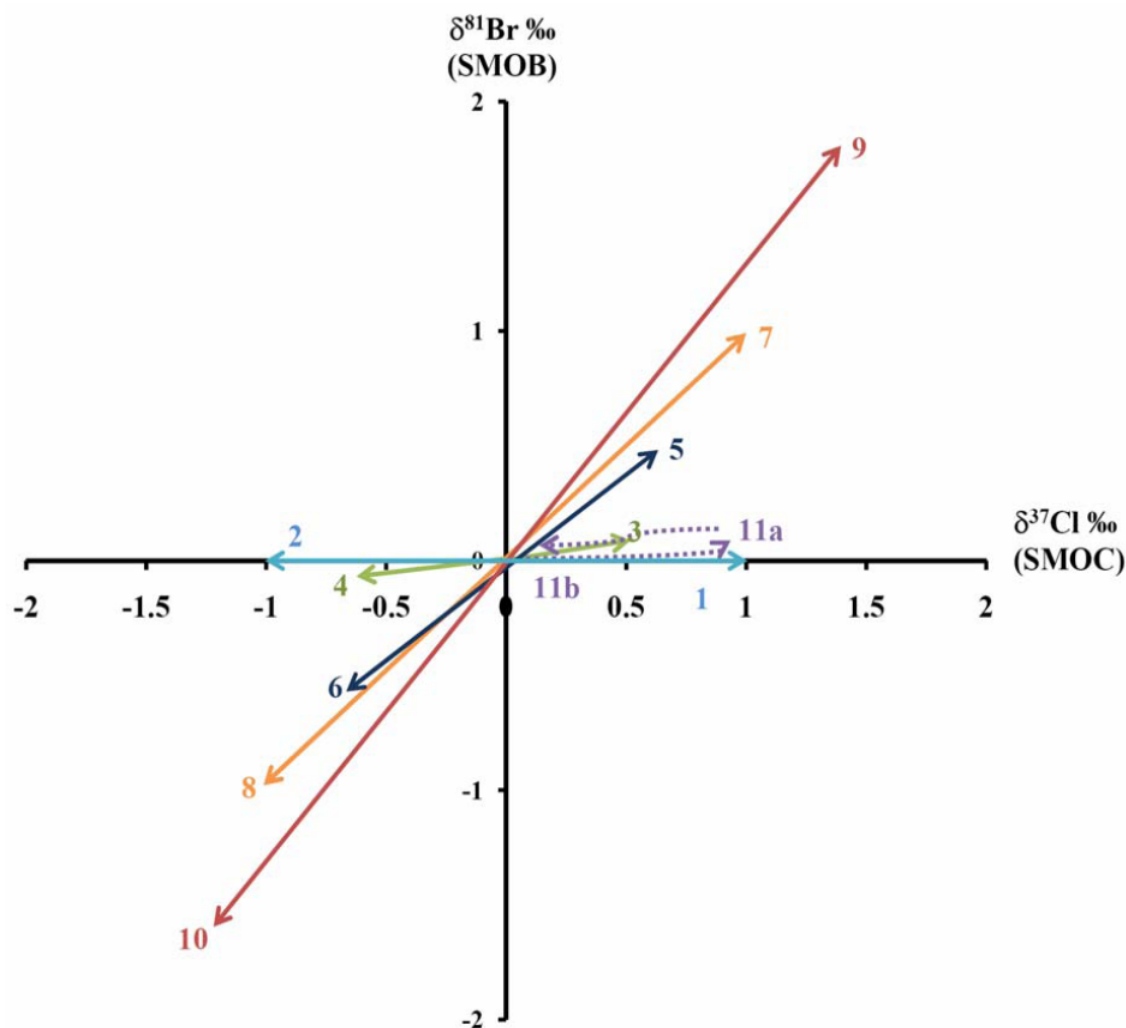
۱۱۰۰۰ میلی‌گرم در لیتر کلسیم، ۱۲۰۰۰۰-۱۶۰۰۰۰ میلی‌گرم در لیتر کلر، و ۶۰۰-۱۰۰۰ میلی‌گرم در لیتر برم است که نسبت به غلظت این عناصر در آب دریای عهد حاضر زیاد می‌باشد. بنابراین با اندازه‌گیری کاتیون‌ها، آنیون‌ها و همچنین ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن، به مطالعه منشأ و فرآیندهای موثر در تکامل ژئوشیمیایی شورابه تولیدی پرداخته شده است. نتایج آنالیز نشانگر غنی‌شدگی ایزوتوپ ^{18}O بوده و در نمودار نسبت ^{18}O به دوتریم، نمونه‌ها در سمت راست خط بارش جوی قرار گرفتند. در طی زمان واکنش‌های آب-سنگ به خصوص دولومیتی شدن در تغییر غلظت عناصر موثر بوده است. رسوب انیدریت و کاهش سولفات نیز در منطقه اتفاق افتاده است. دولومیت‌های گسترده، وجود انیدریت و شوری زیاد سیالات در قسمت بالایی سازند آسماری نشان‌دهنده این است که منشأ آب تولیدی مخزن مارون آب دریای قدیمی تبخیر شده و تغلیظ‌شده‌ای است که در زمان رسوب‌گذاری و تشکیل سازند تبخیری گچساران، در بین ذرات به دام افتاده است (Mirnejad et al., 2010).

باقری (۲۰۱۴)، با استفاده از روش مختلفی مانند زمین‌شناسی، ایزوتوپی و هیدرووشیمیایی، به بررسی علل و منشأ شوری آب تولیدی میدان گازی کنگان پرداخته است. مخزن گازی کنگان در آهک و دولومیت‌های سازندهای کنگان و دالان (مربوط به دوره پرمین و تریاس) در جنوب ایران واقع شده است. این میدان گازی دارای ۳۶ حلقه چاه تولیدی در عمق‌های بین ۲۳۰۰ تا ۲۶۸۰ متری می‌باشد. همچنین این مخزن آبرانی (شورابه) در زیر مخزن گاز با TDS ۳۳۲۰۰۰ میلی‌گرم در لیتر و تیپ Na-Ca-Cl قرار دارد. آب تولیدی این میدان از شیرین تا شور (شوری بیشتر از ۶۰۰۰۰ میلی‌گرم در لیتر) متفاوت است. به این منظور نمونه‌گیری از آب تولیدی چاه‌ها، آبران، خلیج فارس و چشمه گنبد نمکی اطراف منطقه انجام و عناصر اصلی، فرعی، فلزات سنگین و ایزوتوپ‌های متفاوت اندازه‌گیری شدند. منشأ و عامل‌های افزایش شوری می‌توانند انحلال نمک، فرآیند فیلتر شدن و یا تبخیر آب دریای قدیمی و یا آب دریای عهد حاضر باشد. منشأ شوری انحلال نمک و فرآیند فیلتر شدن توسط روش‌های هیدرووشیمیایی و ایزوتوپی رد شدند و تبخیر آب دریای قدیمی متحمل‌ترین منشأ اولیه آب شور تولیدی در منطقه مشخص گردید. به علت تشکیل مخزن در محیط‌های لاگونی، آب دریای قدیمی منشأ آب آبران و آب بین‌دانه‌ای درون مخزن است. با استفاده از روش ایزوتوپی، آب آبران رد و

محتمل ترین منشأ شوری آب‌های تولیدی، آب بین دانه‌ای درون منطقه تولید (زون غیر اشباع) مشخص گردید. در این تحقیق برای اولین بار از نمودار نسبت Li/Cl در برابر Br/Cl برای تفکیک منشأهای مختلف شوری استفاده شده است. تکامل ژئوشیمیایی این آب بر اساس سه فرآیند تبخیر، واکنش‌های آب-سنگ و واکنش‌های آب-گاز رخ داده است (Bagheri et al., 2013).

۲-۶ - ^{37}Cl و ^{81}Br

ایزوتوپ پایدار کلر ($\delta^{37}Cl$) به طور عمده برای تعریف منابع شوری، اختلاط آب‌های مختلف و تعامل آب و سنگ استفاده می‌شود (Eggenkamp et al., 1992; Eastone and Guilbert, 1992; Kaufmann, 1984; Zhang et al., 2007; Eastoe et al., 2001; Eggenkamp and Coleman, 1998; al., 1994). ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار Cl و Br می‌تواند برای برآورد منشأ آب تشکیل شده و ارزیابی تکامل ژئوشیمیایی و فرآیندهای هیدروژئولوژیکی که روی شیمی آب در محیط‌های مختلف تاثیر می‌گذارند استفاده می‌شوند (Eggenkamp and Coleman 2000; Shouakar-Stash et al., 2005). ایزوتوپ پایدار کلر مقدار متفاوتی در محلول‌ها دارد و منشأ شوری را تعیین می‌کند، مقدار Cl^{37} از آب دریا و آب تحت تاثیر انحلال هالیت به ترتیب از -0.9% ، 0.0% و $+0.5\%$ متغیر است (Eggenkamp et al., 1995; Eastoe et al., 1999.2001). (شکل ۲-۸).



شکل ۲-۸) رابطه ^{81}Br و ^{37}Cl برای فرآیندهای مختلف ژئوشیمیایی (استاش، ۲۰۰۸)

۲-۷- مطالعه پیشین بر روی ایزوتوپی ^{81}Br

با استفاده از ترسیم رابطه بین ^{81}Br و ^{37}Cl نسبت به یکدیگر می‌توان فرآیندهای ژئوشیمیایی مختلف را در مخازن کم‌عمق عمیق را بررسی کرد. به طوری که می‌توان رفتار این ایزوتوپ‌ها را در طی انحلال و رسوب نمک در محلول و بلور نمک، فرآیند فیلتراسیون، فرآیند انتشار، احیا، اکسایش و فرآیند تبادل آب و سنگ را بررسی کرد.

۱- استاش و همکاران (۲۰۰۸) : آب سازندی منطقه سبیری را مطالعه کرده است. از پنج قسمت متفاوت منطقه برداشت و در چهار گروه طبقه‌بندی گردید. سه گروه از این تعداد آنالیز ^{81}Br انجام شده است. گروه اول در بازه ۰/۳۱- تا ۰/۲۷ قرار گرفته و نشان از اختلاط دارد. گروه دوم در بازه ۰/۲۰- تا ۰/۷۳ قرار گرفته که انحلال نمک را نشان می‌دهد و گروه سوم نیز بین ۰/۸- تا ۲/۳۵ قرار گرفته که اختلاط را نشان می‌دهد (Stash, 2008).

۲- باقری و همکاران (۲۰۱۴) : در مخزن کنگان ^{81}Br برای چهار نمونه اندازه‌گیری شد. که مقدار آن بین ۰/۰۷- تا ۰/۳۶ قرار گرفته است. با توجه به مقدار اندازه‌گیری شده نمونه‌های مخزن کنگان در منطقه تبخیر آب دریای قدیمی قرار گرفته است (Bagheri et al., 2014).

۳- چن و همکاران (۲۰۱۴) : منشأیابی در مخزن شرق چین با استفاده از روش هیدروژنوشیمیایی و ایزوتوپی انجام شد. تعداد ۱۳ نمونه از این مخزن گرفته شد و بعد از آنالیز مقادیر ^{81}Br در بازه‌ی ۱/۰- تا ۲۲/۲۸ قرار گرفته بود و نشان از تبخیر آب دریای قدیمی و اختلاط دارد (Chen et al., 2014).

۴- هاتیون و همکاران (۲۰۱۸) : تعداد ۹ نمونه از میدان نفتی واقع در جنوب چین گرفته شده است. مقدار ^{81}Br برای این نمونه‌ها به دو دسته تقسیم شد که گروه اول بین ۰/۱۷- تا ۰/۳۳ و گروه دوم بین ۰/۳۱- تا ۱/۴۶ قرار گرفت. گروه اول در محدوده تبخیر آب دریای قدیمی قرار گرفته و گروه دوم در محدوده انحلال نمک واقع شده است (Hation et al., 2018).

۵- مصطفی عیسی (۲۰۱۸) برای بررسی منشأ شوری آب زیرزمینی در آبخوان دهاب در جنوب سینای مصر از ایزوتوب ^{81}Br استفاده شده است. برای این منظور نمونه‌گیری از ۳۲ نمونه آب انجام گردید. مطالعات حاکی از این است که منشأ اصلی شوری اختلاط با آب دریا و واکنش آب سنگ می‌باشد و مدیریت برداشت را به‌عنوان مناسب‌ترین راهکار برای جلوگیری از پیشروی آب شور مطرح کرده‌اند (Mustafa A. Eissa, 20018).

۶- اگینکمپ و همکاران (۲۰۱۸) به بررسی رفتار ^{81}Br و ^{37}Cl در نهشته‌های تبخیری Zechstien در شمال هلند پرداختند. نمونه‌گیری از ۲۲ نمونه انجام شد. مقدار ^{37}Cl در نهشته‌هایی که دارای نمک بودند بیشتر از

۰/۵۰+ بوده و منشأ آن به آب دریا قدیمی بر می‌گردد. در نهشته‌های دارای Carnallite و Bischofite مقدار ^{37}Cl کم‌تر از ۰/۵۵- می‌باشد. همچنین مقادیر ^{81}Br در لایه‌های حاوی نمک بین ۰/۵+ تا ۰/۲+ بوده و در در نهشته‌های دارای Carnallite و Bischofite ۰/۲+ تا ۱/۰- است. اگر منشأ آب مربوط به Halite Precipitation باشد مقدار ایزوتوپ برم بین ۳/۸ تا ۱/۳+ و اگر منشأ به Magnesium Precipitation برگردد مقدار تا ۰/۹- می‌باشد (Eggenkamp *et al.*, 2018).

۲-۸- عوامل مهم و مکانیسم تشکیل آب‌های تولیدی

آب‌های تولیدی مخازن مختلف می‌تواند از منشأهای مختلف آبران زیر مخزن، آب بین‌دانه‌ای و یا آب‌های باقی‌مانده زمان حفاری چاه‌ها باشند. این آب‌ها در طی زمان برداشت از مخزن و کاهش فشار از طریق مسیرهای طبیعی و یا غیر طبیعی وارد چاه شده تولید می‌شوند. این مسیرها در اثر بروز مشکلات مکانیکی در زمان حفاری و تکمیل چاه‌ها و یا مسیرهای طبیعی در درون مخزن می‌توانند باشند (Nasiri and Jafari, 2015).

۲-۸-۱- مشکلات مکانیکی

بسیاری از مشکلات ورود آب به چاه‌های نفت و گاز با ساختمان لوله‌های جداری، ارتباط مستقیم دارد. حفره‌ها یا نقاط ایجاد شد روی لوله‌های جداری که ممکن است به واسطه خوردگی، تنش، نوع یا جنس پوشش لوله جداری یا تغییر شکل، ایجاد شده باشند، می‌توانند گذرگاه‌هایی برای ورود آب ناخواسته به درون چاه‌ها باشند. افزایش در تولید آب ناخواسته می‌تواند به دلیل وجود نشت در لوله‌های جداری باشد. عمده نشتی‌ها در لوله‌های جداری در بالای سیمان رخ می‌دهند. پس وقتی که لوله‌ها در نزدیکی دهانه چاه دچار شکستگی شوند، گل حفاری باقیمانده از عملیات سیمان‌کاری اولیه در فضای حلقوی بین لوله جداری و سازند به دهانه چاه وارد می‌شود و باعث آلوده شدن سیال تولیدی می‌گردد. علاوه بر تولید گل حفاری، آب سازند می‌تواند به مرور به درزهای منتهی به شکستگی‌ها یا حفره‌های لوله جداری نفوذ نماید. پس از انجام عملیات ترمیم لوله جداری،

بررسی عمق سیمان کاری، بررسی عمق نهایی و همچنین تمیزسازی چاه از گل حفاری و سایر مواد به جا مانده، از ضروریات امر می باشد. معمولاً نشتی لوله های جداری زمانی اتفاق می افتد که سیمان پشت این لوله ها وضعیت مناسبی نداشته باشد و لوله ها تحت شرایطی دچار خوردگی تدریجی شده باشند. این شکستگی ها در لوله های جداری باعث تولید آب از چاه می گردند (Nasiri and Jafari, 2015).

۲-۸-۲- مشکلات مرتبط با نوع تکمیل چاه ها

از موارد معمول مرتبط با تکمیل چاه ها را می توان به کاناله شدن آب در پشت لوله های جداری، تکمیل چاه ها در لایه آبی یا نزدیک به آن و شکاف های گسترش یافته در خارج از ناحیه تولیدی اشاره کرد (Fragachan, 1996; Wassmuth, 2003).

۲-۸-۳- کاناله شدن آب در پشت لوله های جداری

نفوذ و کاناله شدن آب در پشت لوله های جداری می تواند به مرور زمان در طول عمر یک چاه ایجاد شود. در بعضی موارد این مشکل بلافاصله پس از تکمیل چاه بروز می نماید. کاناله شدن آب در پشت لوله ها جداری می تواند ناشی از اتصال ضعیف سیمان با لوله جداری یا سیمان با سازند باشد (Fragachan, 1996; Wassmuth, 2003).

۲-۸-۴- تکمیل چاه در لایه آبی یا در مجاورت آن

تکمیل چاه ها در نزدیکی سطح تماس هیدروکربن با آب و همچنین مشبک کاری های انجام شده در بالای سطح تماس آب و هیدروکربن می تواند باعث تولید آب به صورت مخروطی گردد. تکمیل چاه ها در لایه هایی که درجه اشباع آب در آن ها بیش از درجه اشباع آب همزاد باشد، باعث تولید آب می گردد. در بعضی مواقع لیتولوژی نفوذناپذیر (مانند انیدریت و شیل ها)، لایه های هیدروکربوری را از لایه های با اشباع آب بالا جدا

می‌نمایند. بنابراین در صورت شکستن و از بین رفتن این لیتولوژی، سیال می‌تواند به درون چاه مهاجرت نماید. روش‌های مختلف حفاری و تکمیل چاه‌ها می‌تواند بر میزان تولید آب ناخواسته در طول عمر یک چاه تاثیرگذار باشد. بنابراین زمانی که یک چاه تکمیل یا تحت عملیات بهبود قرار می‌گیرد، اختیار عمل محدود شده و به دنبال آن باید تدابیر خاصی برای حل این مشکل اندیشیده شود (Fragachan,1996; Wassmuth,2003).

۲-۸-۵- شکاف‌های گسترش یافته در خارج از ناحیه تولیدی

شکاف‌های طبیعی یا القایی می‌توانند باعث ایجاد کانال بین چاه‌ها و سازند آبدار گردند. اشتباه در انجام عملیات شکاف القایی مانند شکاف هیدرولیکی، باعث ایجاد اتصال بین دهانه چاه و لایه آبی می‌گردد. اگر عملیات ایجاد شکاف در یک چاه تولید با دقت صورت نگیرد، ممکن است شکاف‌ها در لایه آبی باز شوند یا انجام عملیات اسیدکاری باعث بازتر شدن این شکاف‌ها گردد. در چنین مواردی انتقال آب توسط شکاف‌های مذکور منجر به تولید آب می‌گردد. بنابراین بهینه نبودن انجام عملیات‌هایی مانند اسیدکاری و مشبک‌کاری جهت‌دار می‌تواند باعث ایجاد شبکه و کانال در جهت سطح تماس شده و به مرور راه نفوذ آب به دهانه چاه را هموار نماید. به علاوه ممکن است این امر باعث شکسته شدن لیتولوژی موجود در اطراف چاه و تولید آب گردد (Rodney *et al.*, 2003).

۲-۹- مسایل مرتبط با مخزن

۲-۹-۱- پیشروی آب سازندی در لایه‌های با نفوذپذیری بالاتر و شکاف‌ها

آب سازندی در لایه‌هایی با نفوذپذیری بالا جریان یافته و سریع‌تر از هیدروکربن سایر لایه‌ها، خود را به دهانه چاه می‌رساند. این موارد بیش‌تر درحالتی که مکانیسم تولید گاز از مخزن بوسیله رانش آب یا سیلاب‌زنی با آب است، انجام می‌گیرد. کاناله شدن آب در این حالت عمدتاً به واسطه ناهمگن بودن مخزن ایجاد می‌شود و

خود به دلیل ناهمگن بودن نفوذپذیری لایه‌ها می‌باشد. همچنین در چاه‌های افقی یا انحرافی که گسل‌ها را قطع می‌کنند، اگر این گسل‌ها یا شکاف‌ها به لایه آبی راه داشته باشند، باعث پیشروی آب در این چاه‌ها خواهند شد (Okon 2012).

۲-۹-۲- مخروطی شدن (Coning)

پدیده مخروطی شدن در چاه‌های عمودی و چاه‌های افقی هر دو به دلیل افت فشار در مخزن است. این افت فشار باعث نفوذ آبران از اعماق یا فواصل دور مخزن به درون چاه می‌شود. در این حالت آبران زیر مخزن گاز از طریق مشبک‌ها یا فواصل حفره باز، می‌تواند پیشروی کرده و تمام یا بخشی از لایه هیدروکربن را اشغال نماید. زمانی که پیشروی اتفاق می‌افتد، تولید آب بیشتر و سریع‌تر رخ می‌دهد. مخروطی شدن آب به وسیله افت فشار عمودی ایجاد شده در نزدیکی چاه به خصوص زمانی که فاصله لایه تولیدی تا سطح تماس آب-گاز کم باشد، صورت می‌پذیرد. در این حالت تولید آب از چاه با سرعتی زیاد انجام می‌گیرد. به طوری که نیروهای ویسکوز بر نیروی گرانشی غلبه کرده و آب را از لایه‌ها پایین متصل به مخزن به سمت چاه می‌کشاند. در این صورت آب سازندی آبران از طریق حفره باز یا مشبک‌ها پیشروی کرده و تولید می‌شود (Okon 2012).

۲-۹-۳- شکستن لایه‌ها

لایه‌های نفوذناپذیر شیلی می‌توانند لایه‌های مختلف مخزن را از هم جدا کرده و نقش یک سیمان کاری خوب را ایفا نمایند. در نتیجه تولید، اختلاف فشار در طول این لایه‌ها، باعث شکسته شدن آن‌ها و سپس حرکت سیال به درون چاه می‌گردد. در اغلب موارد این نوع از شکستگی‌ها در هنگام انجام عملیات بهبود چاه اتفاق می‌افتد. به عنوان مثال در عملیات ایجاد شکاف هیدرولیکی یا مشبک‌کاری، در صورت عدم دقت در کنترل عملیات، شکاف‌ها در لایه‌های غیرقابل نفوذ گسترش می‌یابند و باعث ورود سیال به چاه می‌شوند. انجام

عملیاتی مانند اسیدکاری چاه‌ها نیز ممکن است باعث بازتر شدن کانال‌ها در لایه‌ها شود که به واسطه آن ارتباط بیش‌تری با لایه‌های آبدار حاصل می‌شود.

۲-۱۰- راه‌های شناسایی محل و مکانیسم تولید آب سازندی در چاه‌های تولیدی

اگرچه تکنولوژی‌های بسیاری برای تشخیص محل و سپس کنترل تولید آب سازندی وجود دارد، ولی هر کدام از این روش‌ها برای نوع خاصی از تولید آب توسعه یافته‌اند. انتخاب روش کنترل آب تولیدی بستگی به تشخیص صحیح مساله تولید آب دارد. اولین اقدام در راستای مدیریت صحیح مخزن برای کنترل تولید آب، شناسایی دقیق نوع مشکل است. براساس زمان و مشاهده تغییرات غیر معمول می‌تواند نشانه‌هایی از زمان تولید آب باشد. اگر مشکل تولید آب در مراحل اولیه تولید از چاه مشاهده شود، در مرحله اول باید پس از تمیزسازی کامل چاه از آب حفاری، موارد مربوط به تکمیل چاه بررسی شود. اگر آب ورودی مدتی بعد از گذشت عمر چاه به وجود آمد، موارد مکانیکی و مخزنی باید مورد بررسی قرار گیرد. بسیاری از مخازن نفت و گاز در زمان یا در نزدیکی رسیدن به تخلیه کامل، دچار تولید آب شوند. بنابراین محاسبه و بررسی مقدار هیدروکربن باقیمانده در مخزن و انجام محاسبات اقتصادی تولید آن از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. معمولاً چاه‌هایی که در آخر عمر تولید خود یا آخر عمر عملیات سیلاب‌زنی با آب قرار دارند برای بررسی و بحث کنترل آب کاندید نمی‌شوند.

آب تولیدی سازندی بصورت دو نوع جریان خطی یا شعاعی به سمت چاه تولیدی جریان می‌یابد. راه‌های زیادی برای تشخیص نوع جریان آب تولیدی به سمت چاه وجود دارد. جریان خطی بیش‌تر به حرکت درون شکاف‌ها و جریان شعاعی بیش‌تر به جریان در مخازن غیرشکافدار مرتبط است. احتمال وجود جریان متقاطع (Cross Flow) بین لایه‌های مخزن نیز می‌تواند نشانه‌ای از وجود شکاف و همچنین تولید آب سازندی از راه این شکاف‌ها باشد. نمونه‌گیری و آزمایش روی نمونه‌ها باید به صورت منظم انجام گیرد. در این میان اندازه‌گیری میزان کلراید، TDS و مشخص نمودن میزان سایر یون‌ها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. غلظت کلر و

همچنین سایر یون‌ها موجود در نمونه آب گرفته شده می‌تواند بیانگر نوع و منشأ آب تولیدی باشد که می‌تواند، آب سازند، آب زمان تعمیر، آب زمان حفاری یا دیگر منابع باشد (Nasiri and Jafari, 2015).

۲-۱۱- بررسی سطوح تماس آب و گاز (Gas-water contact)

با داشتن عمق سطح تماس هیدروکربن-آب در مخزن و همچنین فواصل تولیدی چاه‌ها و یا بررسی فاصله تولید چاه با سطح تماس، می‌توان به نزدیکی یا دوری لایه‌ها تولید از سطح تماس و همچنین احتمال ایجاد پدیده مخروطی‌شدن به واسطه عدم تولید بهینه در چاه‌ها پی‌برد (Nasiri and Jafari, 2015).

۲-۱۱-۱- بررسی تغییرات میزان تولید نمک و دبی آب تولیدی

نحوه تغییر در میزان آب و نمک تولیدی و مقایسه آن با دبی گاز تولیدی، می‌تواند تحلیل بهتری را از موضوع ارائه دهد. با بررسی دقیق این مورد و در صورت درستی کامل اطلاعات اندازه‌گیری دبی گاز، آب و نمک تولیدی، می‌توان دبی بحرانی تولید گاز را شناسایی کرد. میزان نمک تولیدی و همچنین سایر پارامترهای یونی را می‌توان با اخذ نمونه از آب تولیدی و تجزیه آن در آزمایشگاه به‌دست آورد (Nasiri and Jafari, 2015).

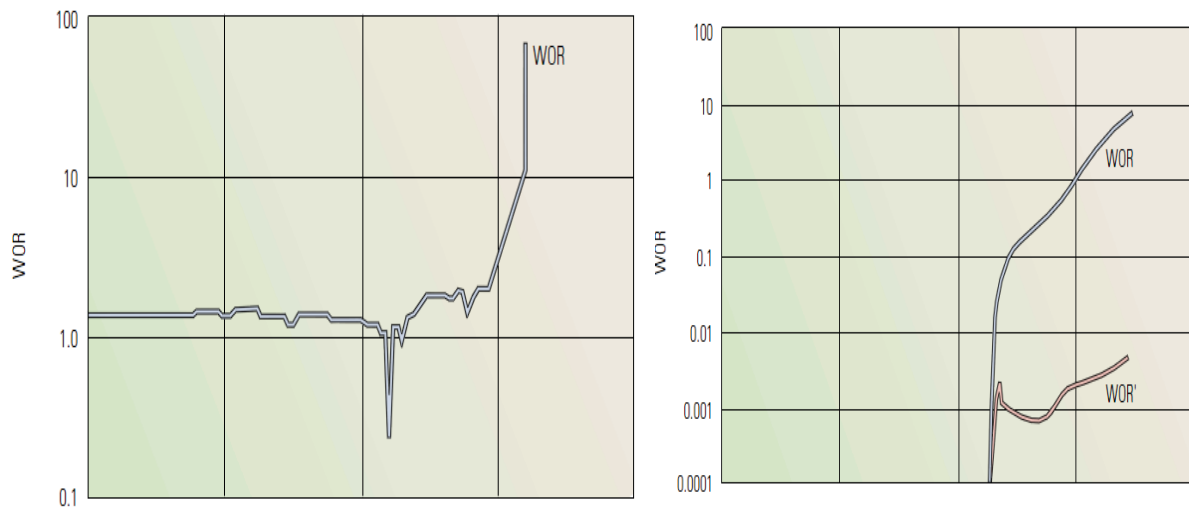
۲-۱۱-۲- نسبت آب به گاز (Water-Gas ratio (WGR)

نسبت آب به گاز و WGR^* نسبت مشتق آب به گاز می‌باشد که با رسم آنها در نمودارهای log-log روند شیب‌ها برای WGR و WGR^* متفاوت خواهد بود. اگر نسبت WGR ، WGR^* را در زمان‌های مختلف اندازه‌گیری شود و نسبت به زمان ترسیم گردد، با توجه به نوع مکانیسم انتقال شیب‌های متفاوتی خواهد داشت. بطوریکه اگر پدیده مخروطی‌شدن، (Coning) در مخزن رخ دهد نسبت آب به گاز دارای شیب مثبت خواهد بود. حالت‌های مختلف روند تغییرات نسبت WGR ، WGR^* برای فرآیندهای مختلف در جدول و بصورت نمودار در شکل‌های زیر نشان داده شده است (Shen W et al, 2015).

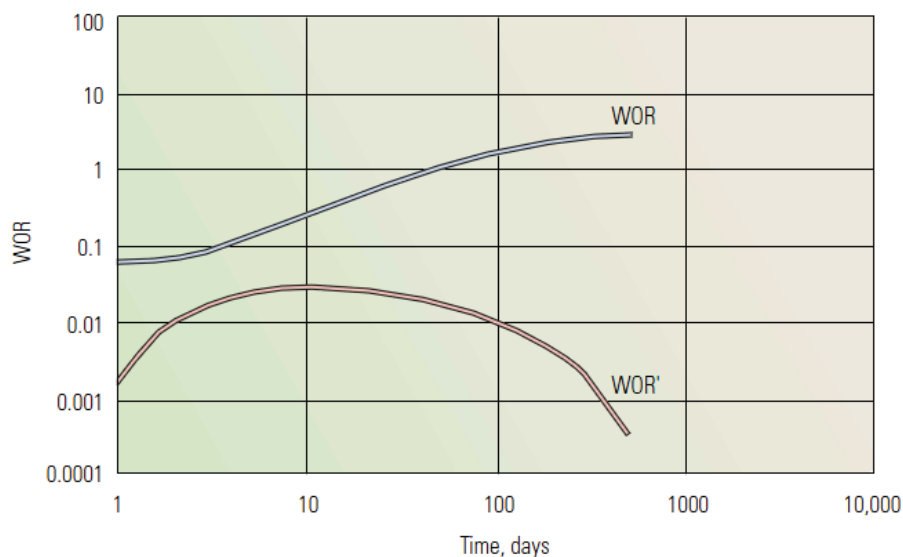
روش تحلیل نمودار تشخیصی نسبت آب به گاز (WGR)

جدول ۱-۲) روش تحلیل نمودار تشخیصی نسبت آب به گاز

منشأ آب تولیدی	رند شیب WOR^*	رند شیب WOR
بالا آمدن سطح کلی تماس آب با گاز	افقی	خطی با شیب مثبت
لایه با تراوایی بالا یا شکاف	شیب مثبت	شیب مثبت
مخروطی شدن	شیب منفی	شیب مثبت



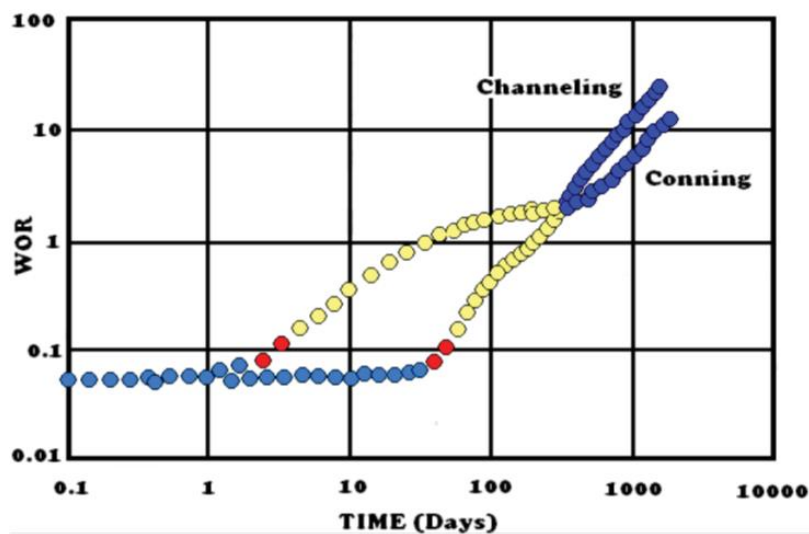
شکل ۱-۲) نمودارهای تشخیصی WOR که مقادیر نسبت آب به نفت و مشتق آن را به صورت تابعی از زمان در شرایط مختلف



شکل ۲-۹) نمودارهای تشخیصی WOR که مقادیر نسبت آب به نفت و مشتق آن را به صورت تابعی از زمان در شرایط مختلف

پدیده مخروطی شدن آب-گاز که بیانگر مکانیسم ورود آب موجود در بخش‌های زیرین سازندهای نفتی یا گاز موجود در کلاهک گازی به چاه‌های تولیدی می‌باشد، یکی از مسائل مهم در چاه‌های تولیدی می‌باشد. در این پدیده، آب سازندی آبران از طریق پایین و بالای محل مشبک کاری (pay zone) وارد می‌شوند. این پدیده تاثیر بسزایی در کاهش بهره‌دهی چاهها و به تبع آن کاهش میزان تولید گاز و راندمان بازیافت کلی مخازن دارد. پدیده مخروطی شدن در اثر حرکت سیالات در جهتی که حداقل مقاومت وجود دارد ایجاد می‌شود. معمولاً این پدیده هنگامی رخ می‌دهد که دبی تولید بالای به چاه تحمیل می‌شود. پیش از شروع تولید از مخزن، سیالات مخزنی تحت شرایط تعادل قرار دارند اما با شروع تولید در همه جهات گرادیان غیریکنواخت فشار ایجاد می‌شود. با افزایش سرعت سیال و هدر رفتن انرژی چاه، توزیع نامتقارن GWC در مخازن گازی روی می‌دهد و آب می‌توانند به طرف زون تولیدی جریان یابند. مدت زمانی که طول می‌کشد تا آب به منطقه تولید چاه برسد، زمان میان شکنی نام دارد. دوره‌ای زیر بحرانی، زمانی است که این مخروط به چاه نرسیده است، هنگامی که مخروط به انتهای چاه رسد، دوره بحرانی و وقتی دهانه‌ی چاه را فرا گرفت دوره فوق بحرانی نامیده می‌شود. معمولاً در توزیع جریان سیالات در اطراف چاه سه نوع نیرو دخالت دارند، که عبارتند از: نیروهای موئینگی، نیروهای گرانشی (ثقلی)، نیروهای ویسکوز (نیروی دینامیک) (Shen W et al, 2015). در

پدیده مخروطی شدن، نیروهای دینامیکی رو به بالا که در نتیجه‌ی افت فشار در چاه بوجود می‌آیند باعث صعود آب تا ارتفاعی که با نیروی وزن آب برابر است، می‌گردند. با دور شدن از چاه در جهت شعاعی، به علت کاهش اثر نیروهای دینامیکی رو به بالا، ارتفاع نقطه تعادل میان این نیرو و نیرو وزن آب کاهش می‌یابد. بنابراین مکان هندسی نقاط تعادل، در سطح تماس آب-نفت و آب-گاز شکل مخروطی بوجود می‌آورد.



شکل ۲-۱۰) مقایسه بین دو پدیده مخروطی شدن و کاناله شدن جریان آب بر روی نمودار تشخیصی WOR

مطالعات ثابت می‌کند برای هرگونه سناریوهای تولیدی یا توسعه یک میدان، مطالعه پارامترهای مخزنی جهت کنترل مخروطی شدن آب یا به تاخیر افتادن زمان میان‌شکنی بسیار مهم و ضروری می‌باشد. بنابراین پدیده مخروطی شدن آب در اثر عدم توازن بین نیروهای گرانشی و گرانشی رخ می‌دهد و در آن سطح تماس آب-گاز در نزدیکی دهانه چاه تغییر شکل داده و به صورت یک مخروط به سمت فاصل تکمیل چاه پیشروی می‌کند و نهایتاً آب وارد چاه می‌شود. در کنار مشکلات ایجاد شده برای چاه و واحدهای بهره‌برداری، تولید آب و دفع آن اثرات زیان‌باری بر روی محیط زیست دارد به طوری که در ایالات متحده سالیانه ۵ تا ۱۰ میلیارد دلار صرف هزینه‌های دفع آن می‌شود (Seright *et al.*, 2003). بررسی این پدیده و راهکارهای عملی مقابله با آن از اهمیت خاصی برخوردار است. از طرفی قیمت پایین گاز در طی دهه قبل باعث شده تا توجه به این مشکل در مخازن گازی کمتر مورد توجه و بررسی قرار گیرد. پژوهشگران صنایع نفت و گاز هم زمان با افزایش

تدریجی قیمت گاز به دنبال بالا رفتن تقاضای گاز طبیعی و کاهش در تامین آن، مطالعات خود را به سمت کنترل و کاهش تولید آب در مخازن گازی گسترش داده‌اند. این در حالیست که بنا به اعلام موسسه اطلاعات انرژی در سال ۲۰۰۳ افزایش تقاضا برای گاز طبیعی سبب افزایش تولید سالانه به میزان ۱/۸٪ بین سال‌ها ۲۰۰۱ تا ۲۰۲۵ می‌باشد (Energy information Administration, 2003). با این روند افزایش رو به رشد مصرف گاز در بخش‌های صنعتی و خانگی تولید آب اضافی کماکان از مهم‌ترین چالش‌هایی است که علی‌رغم تمام پیشرفت‌های به دست آمده در این زمینه با آن روبرو است. برای تخمین دبی بحرانی و زمان میان‌شکنی می‌بایست مخزن به همراه نحوه توزیع شکاف‌ها مدل سازی شود. متأسفانه در مقایسه با چاه‌های نفتی مطالعات بسیار محدودی در مورد مخروطی‌شدن آب در چاه‌های گازی گزارش شده است به همین علت بسیاری از محققان و کارشناسان صنایع نفت و گاز مخروطی‌شدن آب در چاه‌های گازی را به عنوان یک پدیده مشابه با مخروطی‌شدن آب در چاه‌ها نفتی در نظر می‌گیرند (حسن‌زاده ۱۳۹۵).

در سال ۱۹۸۳ با ساخت یک مدل در سیستم شعاعی و حضور یک آبدۀ قوی عملکرد یک چاه گازی را جهت بررسی پدیده مخروطی‌شدن آب مورد شبیه‌سازی قرار داد. موسکات، ۱۹۸۳ در طی مطالعات خود به این نتیجه رسید که تراوایی و ضخامت ستون گازی مهم‌ترین پارامترهای حاکم در این پدیده هستند، ولی پارامترهای از قبیل نرخ تولید گاز، وجود لایه‌های شیلی غیرتراوا، فواصل چاه و نقش تراوایی عمودی نسبت به افقی تاثیر کمتری در این پدیده دارند (Muskat 1983).

در ادامه بناتی و همکارانش در سال ۱۹۶۶ تاثیر پارامترهای مختلف مخزنی را بر روی این پدیده در یکی از مخازن گازی شکافدار مورد بررسی قرار دادند، آنها طی مطالعات خود به این نتیجه رسیدند که بالا بودن نرخ تولید گاز، وجود یک آبدۀ قوی، بالا بودن تراوایی عمودی شکاف و نزدیک بودن سطح تماس آب-گاز با فواصل مشبک‌کاری باعث تسریع در تشکیل این پدیده می‌شود (Benaie et al., 1966).

جهت کنترل تولید آب در پدیده مخروطی شدن در مخازن شکافدار، فراگچن و واسموت (2003) عملکرد تزریق ژل را مورد بررسی قرار دادند. آنها طی مطالعات خود به نتایج موفقیت آمیزی در کنترل مخروطی شدن آب دست یافتند (Fragachan,1996; Wassmuth,2003).

ریچارد سچ و همکارانش (2007) با ساخت یک مدل شعاعی تولید آب در یک چاه گاز افقی را مورد بررسی قرار دادند، مدل آنها در مجاورت یک آبدۀ قرار داشت. نتایج شبیه سازی ثابت کرد که پارامترهای نرخ تولید گاز، قدرت آبدۀ، ضخامت ستون گازی و موقعیت تکمیل چاه عواملی هستند که با افزایش آنها تولید آب در یک چاه گاز افقی تشدید می شود (Seach 2007).

نعمانی و همکارانش (2007) پدیده مخروطی شدن آب بر روی مخازن نفتی شکافدار ایران را با ساخت دو مدل شعاعی و کارتیزین مورد بررسی و شبیه سازی قرار دادند. آنها به این نتیجه رسیدند که ضخامت ستون نفتی، تعیین موقعیت تکمیل چاه، تراوایی شکاف، نرخ تولید نفت و نسبت تحرک از عوامل تاثیرگذار در این پدیده محسوب می شود (Namani et al.,2007).

اوکان (2012) پدیده مخروطی شدن آب در مخازن نفتی شکافدار را با ساخت یک مدل شعاعی مورد بررسی و شبیه سازی قرار داد. نتایج شبیه سازی ها ثابت کرد با افزایش تراوایی شکاف و نرخ تولید نفت، میزان برش آب تولیدی افزایش پیدا می کند و از طرفی عرض شکافها تاثیری بر روی برش آب تولیدی در مخازن شکافدار ندارد (Okon 2012).

وی-جون شن و همکارانش (2015) مخروطی شدن آب را در یک مخزن ماسه سنگی شکافدار بررسی و شبیه سازی کردند و به این نتیجه رسیدند که تراوایی ماتریس و شکاف، نسبت تراوایی عمودی به افقی سائز آبدۀ و نرخ تولید گاز تاثیر قابل توجهی روی مخروطی شدن آب دارند (Shen W et al, 2015).

نصیری و جعفری (2015) به مطالعه تولید آب از یک مخزن گازی در ایران پرداختند. آنها با استفاده از چاه افقی توانستند زمان میان شکنی را افزایش دهند و تولید با زیر نرخ بحرانی را برای چاههای عمودی توصیه کردند (Nasiri and Jafari, 2015)

فصل سوم: روش انجام کار

۳-۱- مقدمه

در این تحقیق، به بررسی منشأ آب، و شوری آب‌های تولیدی و آب سازندی مخزن و همچنین تکامل مخزن مزدوران در میدان خانگیران با استفاده از روش‌های هیدروشیمی، ایزوتوپی و زمین‌شناسی پرداخته شده است. به طور کلی گام‌های ضروری و لازم برای تعیین منشأ آب‌های تولیدی در چاه‌های گاز که در این تحقیق انجام شده است به شرح زیر می‌باشد.

- جمع‌آوری و بررسی کلیه اطلاعات، داده‌ها و گزارش‌های موجود در شرکت نفت و گاز شرق در مورد

مخزن گاز مزدوران و شوربجه در میدان گازی خانگیران

- بررسی و مطالعه کلیه روش‌های تعیین منشأ آب تولیدی در چاه‌های گاز

- مطالعه زمین‌شناسی محدوده میدان خانگیران

- نمونه‌برداری جهت آنالیزهای مختلف

۱. نمونه‌برداری از آب تولیدی ۴ چاه شور مخزن مزدوران (۴۰، ۴۳، ۴۴، ۵۷)

۲. نمونه‌برداری از آب تولیدی ۲ چاه شیرین مخزن مزدوران (۷۱ و ۲۱)

۳. نمونه‌گیری از ۲ آبران مختلف و موجود در مخزن گاز از چاه‌های ۱۳ و ۱۷ از سازند

شوربجه B و شوربجه D

۴. نمونه‌گیری از چاه آرتزین موجود در میدان گازی خانگیران

۵. نمونه‌برداری از ۲ چشمه کارستی از داخل تونل روستای مزدآوند در نزدیکی میدان گازی

خانگیران

- آنالیز نمونه‌ها

۱. اندازه‌گیری غلظت یون‌های اصلی در آزمایشگاه آب دانشگاه صنعتی شاهرود

۲. اندازه‌گیری غلظت فلزات سنگین و یون‌های اصلی در کشور فرانسه

۳. اندازه‌گیری مقادیر ایزوتوپ ^{18}O و ^2H در آزمایشگاه انرژی اتمی در ایران

۴. اندازه‌گیری مقادیر ایزوتوپی ^{37}Cl و ^{81}Br در کشور فرانسه

۵. اندازه‌گیری فلزات سنگین در آزمایشگاه زر آزما مشهد

-تجربه و تحلیل داده‌ها

- تعیین منشأ آب آبران
- برآورد شوری آبران زیر مخزن مزدوران
- تعیین منشأ و علل شوری آب‌های تولیدی
- بررسی واکنش آب-سنگ
- مکانیسم انتقال آب

۳-۲- جمع‌آوری اطلاعات و داده‌های موجود

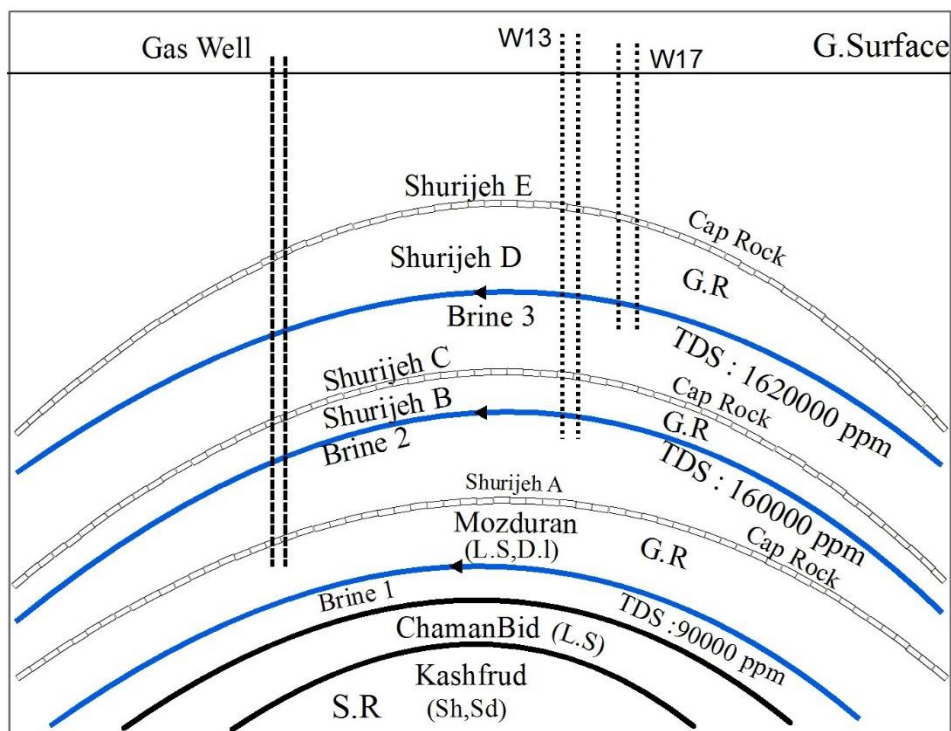
میدان گازی خانگیران دارای سه مخزن گازی شامل: مزدوران، شوربجه بی و شوربجه دی می‌باشد (شکل ۳-۱) که در مجاورت شهرهای سرخس گنبدلی، خانگیران و مزدآوند قرار گرفته‌اند. هم‌اکنون تولید گاز از سه مخزن مزدوران، شوربجه، به حدود ۶۰ میلیون مترمکعب در روز رسیده‌است. در حال حاضر، ۳۲ چاه به سیستم بهره‌برداری از مخزن مزدوران متصل می‌باشند. چهار حلقه چاه از مخزن شوربجه B که روزانه تا یک میلیون مترمکعب گاز تولید می‌کند. عمق چاه‌های این میدان بین ۳۱۷۳ تا ۴۷۵۰ متر و همچنین میانگین عمق چاه‌های شیرین، ۳۶۷۰ متر و میانگین عمق چاه‌های شور ۳۶۷۹ متر می‌باشد. از ۵ حلقه چاه تولیدی از مخزن شوربجه D، که روزانه تا ۵ میلیون متر مکعب گاز، قابل تولید است. اطلاعات اولیه مانند: افت فشار مخزن، شمای درون چاهی، تاریخچه شوری، میزان گاز تولیدی، مقدار آب تولیدی سازندی، لاگ‌های پتروفیزیکی، نسبت آب به گاز، گزارش تجزیه مایعات استحصالی، نقشه UGC و تاریخچه آنالیزهای انجام شده در تمامی چاه‌های میدان خانگیران، شوربجه B و D جمع‌آوری شدند، در پایان نیز جهت تفسیر نتایج، از اطلاعات مربوط به چندین مخزن گازی در ایران مانند کنگان، شانول، مارون و مخازن گاز دنیا نظیر مکزیک، انگلستان برای مقایسه استفاده شده است.

۳-۳- تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه

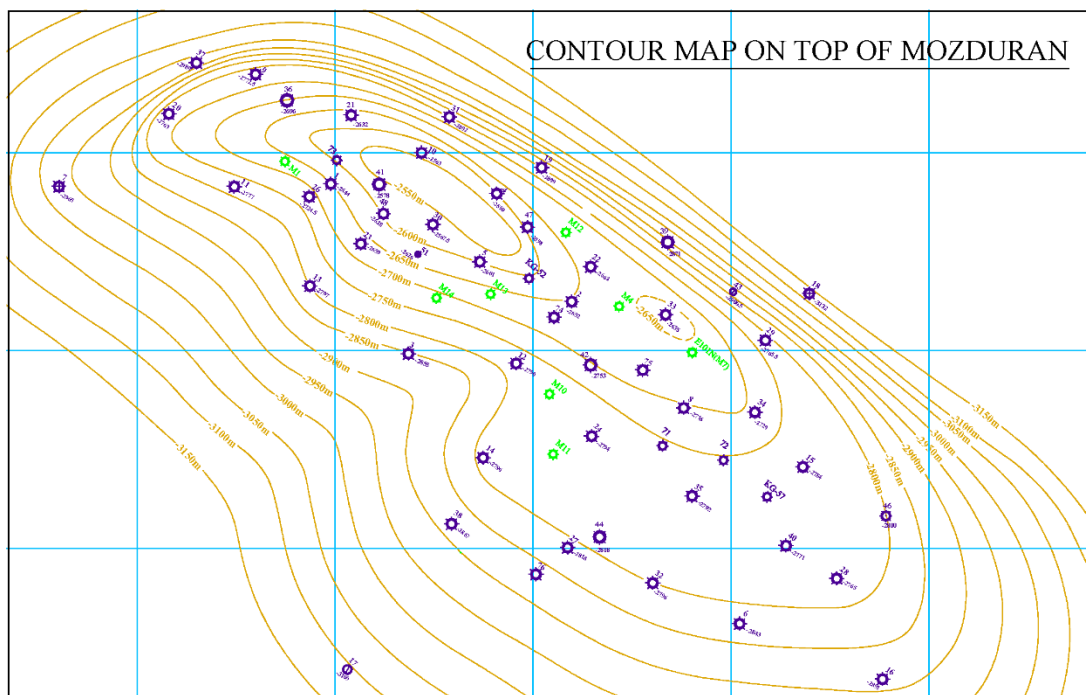
به منظور انجام مطالعات زمین‌شناسی سطحی و عمقی، نقشه زمین‌شناسی سطحی با استفاده از نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ سرخس تهیه گردید. همچنین با استفاده از گزارش‌های مختلف ستون‌های چینه‌شناسی از مخزن تهیه و ترسیم گردید.

۳-۴- مطالعات صحرائی و انجام نمونه‌برداری

در این مطالعه از آب تولیدی ۷ چاه گاز شور و شیرین در مخزن مزدوران طی دو مرحله در آذر ماه و دی ماه سال ۹۶ از تفکیک‌گرهای (Separators) سرچاهی جهت آنالیزهای نمونه‌برداری صورت گرفته است. به طوری که چاه‌های شماره ۴۰،۴۳،۴۴،۵۷،۱۰ دارای آب تولیدی شور و چاه‌های شماره ۲۱ و ۷۱ نمایانگر چاه‌های شیرین مخزن بوده است. همچنین جهت مقایسه و تعیین منشأ آب‌های تولیدی، از دو چاه گاز شماره ۱۷ و ۱۳ که به عنوان چاه مشاهده‌ای تا آبران (شورابه) سفره تحت فشار زیر مخزن شورریجه (واقع در بالای مخزن مزدوران) حفاری شده است، نمونه شورابه و آبران درون چاهی با استفاده از راندن نمونه‌گیر به دورن چاه تا عمق حدود ۳ کیلومتری گرفته شده است. به طوری که نمونه گرفته شده از چاه ۱۳ از شورریجه B و نمونه گرفته شده از چاه ۱۷ از شورریجه D برداشت شده است. موقعیت چاه‌ها در شکل ۲-۳ نشان داده شده است. جهت بررسی تعیین منشأ آب‌های تولیدی از چشمه‌های سرد و سطحی منطقه که از سازندهای مخزنی رخنمون یافته، که در سطح زمین تخلیه می‌شوند نیز دو نمونه در نزدیکی روستای مزدآوند گرفته شده است.

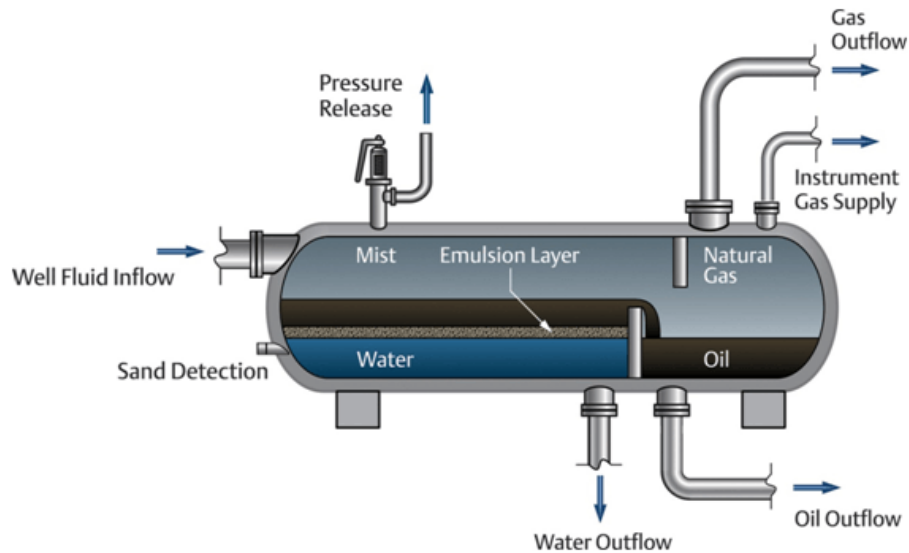


شکل ۳-۱) تصویر شماتیک از مقطع عرضی مخزن گازی مزدوران در میدان گازی خانگیران



شکل ۳-۲) نقشه تاقدیس و محل چاهها مخزن مزدوران (گزارش شرکت نفت و گاز شرق، ۱۳۸۹)

نمونه‌برداری از آبهای تولیدی چاه‌ها از طریق تفکیک‌گرهای سرچاهی صورت می‌گیرد. تفکیک‌گرها در سر هر چاه جهت جداسازی گاز، میعانات گازی و آب تولیدی شور یا شیرین نصب می‌گردد.



شکل ۳-۳) شماتیک از تفکیک‌گر سرچاهی

نمونه‌برداری در بطری‌های تیره برای آنالیز هیدروشیمیایی، ایزوتوپی و فلزات سنگین انجام شد. نمونه‌های فلزات سنگین توسط فیلتر ۰/۴۵ میکرومتر فیلتر شده و سپس با اسید نیتریک مقدار pH به کمتر از ۲ رسانده شد. با توجه به اینکه آب تولیدی دارای مواد آلی معلق است، تمامی نمونه‌های هیدروشیمیایی و ایزوتوپی نیز فیلتر گردید. پارامترهای EC، pH و دما در محل نمونه‌برداری اندازه‌گیری شد.



شکل ۳-۴) آماده‌سازی و فیلتراسیون نمونه‌ها

۳-۴-۱- اندازه‌گیری یون‌های اصلی

جهت تعیین غلظت یون‌های اصلی ۵۰۰ CC آب در بطری‌های تیره به آزمایشگاه آب و زیست‌محیطی دانشگاه صنعتی شاهرود فرستاده شد. یون بی‌کربنات، منیزیم و کلسیم به‌ترتیب توسط روش تیتراسیون با اسید سولفوریک ۱/۴۰ نرمال و محلول EDTA اندازه‌گیری شد. برای سنجش یون کلر نیز بعد از رقیق‌سازی از تیتراسیون توسط محلول نیترات نقره استفاده گردید. یون سولفات نیز براساس کدرسنجی به کمک دستگاه توربیدی‌متر تعیین شد. آنالیز یون‌های سدیم، پتاسیم نیز با دستگاه فتومتر شعله‌ای انجام شد. جهت اطمینان و صحت سنجی تمام یون‌های اصلی در آزمایشگاه کشور فرانسه نیز مجدداً اندازه‌گیری شده‌اند. به‌منظور اندازه‌گیری فلزات سنگین حدود ۷۰ CC آب برای آماده‌سازی جهت آنالیز به کشور فرانسه ارسال گردید. برای اندازه‌گیری مقادیر ^{18}O و D حدود ۱۲۰ CC نمونه جهت آنالیز به آزمایشگاه ایزوتوپی انرژی اتمی ایران ارسال شد. مقادیر ^{37}Cl و ^{81}Br و حتی یون‌های اصلی و فلزات سنگین نیز دوباره با ارسال نمونه به کشور فرانسه اندازه گردید.



شکل ۳-۵) تیتراسیون و آنالیز نمونه‌های گرفته شده

۳-۴-۲- اطمینان از صحت نتایج

اولین اقدام بعد از آنالیز عناصر، تعیین درصد خطای آزمایش برای اطمینان از درستی آنالیزها است. برای تعیین صحت آزمایش از رابطه زیر استفاده گردید و درصد خطای آزمایش محاسبه شد.

$$\text{Error} = \{(\Sigma\text{Cations} - \Sigma\text{Anions}) / (\Sigma\text{Cations} + \Sigma\text{Anions})\} \times 100$$

در رابطه فوق آنیون‌ها و کاتیون‌ها برحسب میلی اکی والان بر لیتر در نظر گرفته می‌شوند. خطای مجاز در آنالیز نمونه‌ها بایستی کمتر از ۵٪ باشند، اما در مورد آبهای شورابه به دلیل وجود خطاهای مختلف در حین آزمایش، شوری بالا، فرآیند رقیق‌سازی و وجود مواد آلی مقدار خطا در بعضی مواقع تا حدود ۲۰٪ تا ۳۰٪ بیشتر می‌رسد که در دنیا این خطا طبیعی است (استاندارد مهندسی کشور ۱۳۷۸).

۳-۵- تحلیل داده‌های هیدروژنوشیمیایی منطقه مورد مطالعه

به منظور تعیین منشأ و علل شوری و بررسی خصوصیات هیدرووشیمیایی مخزن مزدوران، نمودارها و نقشه‌ها و گراف‌های مربوطه ترسیم شده است. بدین جهت داده‌های تهیه شده از ۸ حلقه چاه، ۲ نمونه درون چاهی و عمقی از شوربجه، یک چشمه آرتزین و دو نمونه چشمه موجود در تونل مورد ارزیابی قرار گرفته شده است.

۳-۵-۱- نمودارهای ترکیبی و داده‌های ایزوتوپی

نمودارهای ترکیبی، به منظور تعیین فرآیندهای تأثیرگذار بر شیمی آب موجود در مخزن مورد استفاده قرار می‌گیرند. از جمله این نمودارها می‌توان به نمودارهای نسبت یونی، نسبت شاخص اشباع به کاتیون‌ها و آنیون‌ها و ... اشاره کرد.

از نمودارهای Na/Cl، نسبت I/Cl در برابر Cl، نسبت Na و Cl در برابر Br و Li/Cl در برابر Cl/Br برای بررسی تکامل هیدروژنوشیمیایی و تعیین منشأ نمونه‌های آب‌های موجود در مخزن استفاده شده است. ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن ابزار مفیدی جهت انجام مطالعات شوری می‌باشد. جهت بررسی تکمیلی

منشأ شوری نمونه‌های آب‌های تولیدی مخزن مزدوران و اطمینان از منشأ به دست آمده از ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن و همچنین ایزوتوپ‌های Br و Cl استفاده شده است.

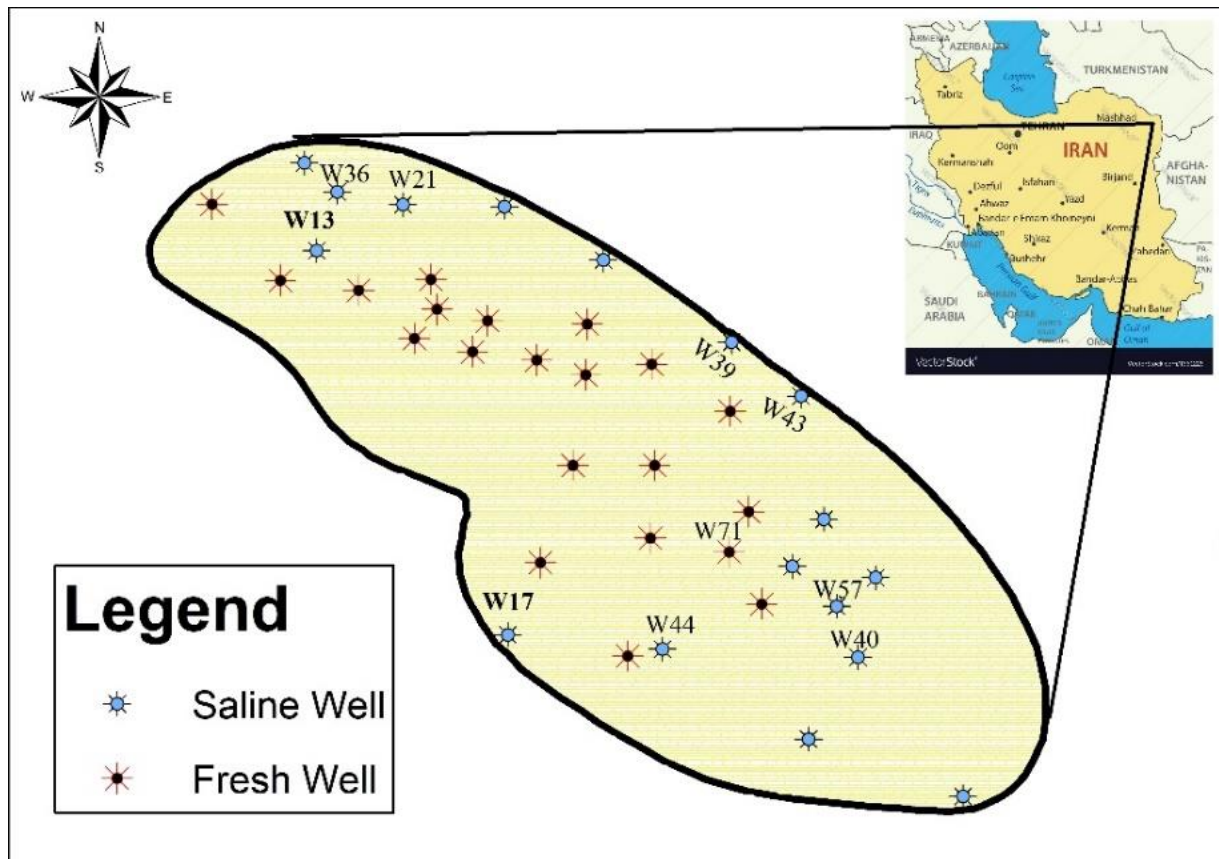
فصل چهارم:

بررسی نشأ و علل شوری چاه‌های کاری مخزن مزدوران

۴-۱- مقدمه

در ابتدای بهره‌برداری، آب تولیدی چاه‌های مخزن گازی مزدوران شیرین بوده، اما پس از برداشت گاز و گذر زمان، مقادیر شوری آب تولیدی برخی از چاه‌ها افزایش یافته است. با افزایش شوری بازدهی چاه‌ها کم و بنابراین تولید گاز کاهش یافته است؛ پس تعیین منشأ و علت شوری جهت مدیریت مخزن و افزایش تولید در این منطقه مهم می‌باشد. منشأ شوری آب‌های تولیدی می‌تواند آب آبران بالای مخزن (آبران شورجبه)، آب آبران زیر مخزن (مزدوران) و یا آب بین‌دانه‌ای درون مخزن باشد. از آب بین‌دانه‌ای به علت در دسترس نبودن آن نمونه‌ای گرفته نشده است. منشأ اولیه شوری آب آبران زیر مخزن گاز نیز می‌تواند آب دریای قدیمی تبخیر شده یا دریای عهد حاضر، انحلال نمک و آب جوی و یا فرآیند فیلتر شدن باشد. مخزن مزدوران طولی حدود ۳۲ کیلومتر و عرض آن ۱۵ کیلومتر است. وجود گاز ترش در مخزن مزدوران در سال ۱۳۴۷ پس از اولین حفر چاه اکتشافی به اثبات رسید. حجم گاز اولیه در جای مخزن به میزان ۲۸/۴۳ تریلیون فوت مکعب استاندارد برآورد گردیده است. در بین ۴۳ چاه موجود در مخزن گازی مزدوران تعداد ۱۷ چاه شور و ۲۶ چاه شیرین است. تعداد ۱۷ حلقه چاه با توجه به قدیمی بودن و پایان یافتن حجم گاز موجود، هیچ اطلاعاتی در این زمینه در دسترس نیست (شکل ۴-۱). پراکندگی این چاه‌ها به نحوی است که تعداد هشت چاه شور در سمت شرق و جنوب شرقی مخزن قرار گرفته‌اند و هشت چاه دیگر شور از قسمت شمال به سمت شمال غرب و در بالای مخزن دیده می‌شود. چاه‌های شیرین در مرکز و وسط مخزن واقع شده‌اند. احتمالاً دو جبهه آب شور در جنوب شرقی و شمال غربی مخزن واقع شده است. چاه شماره ۷۱ شیرین‌ترین چاه و چاه شماره ۴۰ شورترین چاه این مخزن می‌باشد. برای مطالعه و بررسی آب تولیدی این میدان، دو نمونه از شیرین‌ترین و چهار نمونه از شورترین چاه‌های مخزن با پراکندگی در کل مخزن، همراه با دو نمونه آب از آبران جنوب شرقی و شمال غربی مخزن و چاه آرتزین موجود در مخزن انتخاب شده است. لازم به ذکر است که امکان نمونه‌برداری فقط از چاه‌هایی که دارای تفکیک‌گر بوده‌اند وجود داشته است. نتایج آنالیزهای هیدروشیمیایی، فلزات سنگین و ایزوتوپی نمونه‌ها در جدول ۴-۱ و ۴-۲ ارائه شده است. مقدار TDS از ۱۰۰ تا ۱۶۵۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر

تغییر می‌کند. همچنین مقدار pH نیز بین ۵ تا ۷ می‌باشد. بالا رفتن شوری دلایل متفاوتی می‌تواند داشته باشد که جهت بررسی آن از نمودارها و نسبت‌های مختلف یونی و ایزوتوپی استفاده شده است.



شکل ۴-۱) موقعیت و پراکندگی چاه‌های شور و شیرین در مخزن گازی مزدوران

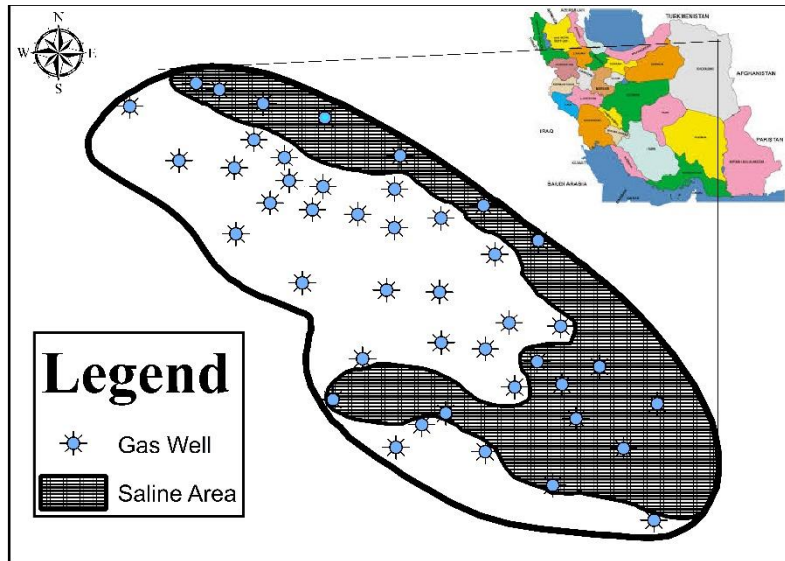
جدول ۴-۱ غلظت عناصر اصلی موجود در میدان گازی خانگیران (غلظت بر اساس ppm)

Well	TDS	pH	Na	Cl	K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄
ArtesianWell	6574	7.1	1712	2446	16	252	713	134	2974
W13	160358	6.5	45502	96772	2215	435	13951	305	708
W17	162674	6.4	57650	97176	780	3	3486	732	2835
W21	29089	5.8	9030	17145	429	126	1629	427	270
W40	66471	6.42	19600	39656	1041	315	4679	640	485
W43	62901	7.01	18801	37620	1019	306	4054	457	581
W44	53509	6.49	15855	31854	821	263	3695	573	554
W57	49452	6.66	14614	29579	781	241	3519	488	180
Gonbadli	60274	6.4	18376	38699	728	353	5142	305	111
W71	1904	7	350	585	28	3.8	170	244	72
Karst Spring A	990	7.2	910	95.85	11	26	190	170	99
Karst Spring B	1010	7.78	650	117	1	26.6	170	146	102

جدول ۴-۲ غلظت دیگر عناصر و مقادیر ایزوتوپی موجود در میدان گازی خانگیران (غلظت عناصر بر اساس ppm و مقادیر ایزوتوپی بر حسب 0/00)

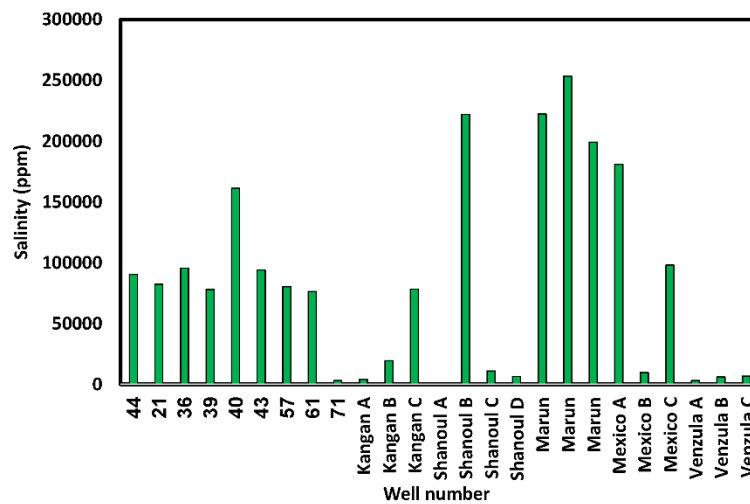
Well	I	Sr	Br	Mn	Rb	² H 0/00	¹⁸ O 0/00	³⁷ Cl	⁸¹ Br
Artesian Well	0.1	14	2.5	0.0	0.0	-71.05	-10.11	-0.19	0.442
W13	12.5	663.5	379.5	16	3.5	-38.06	4.36	-0.04	1.002
W17	13.5	117.5	126	0.2	1.3	-50.42	-4.19	-0.03	0.452
W21	4.5	79.5	83	1	0.8	14.36	4.04	-0.27	1.212
W40	12.5	247	204	0.1	2.2	-28.93	6.39	-0.26	0.732
W43	11	211.5	196	0.1	2	-35.24	6.61	-0.31	1.232
W44	10.5	194	165	0.1	1.7	-12.58	5.04	-0.27	1.242
W57	10	190	153	0.1	1.6	-5.4	5.34	-0.22	1.292
Gonbadli	4.5	252	182.5	2.5	1.1	-46.33	-2.4	-0.29	1.3724
W71	-	0.8	-	0.3	0.0	25.84	4.72	-	-
Karst Spring A		2.4	-	0.1	0.0	-62.76	-9.98	-	-
Karst Spring B		2.4	-	0.1	0.0	-	-	-	-

مخزن مزدوران با دو مشکل تولید آب اضافی و همچنین شوری بالای آب تولیدی مواجه است. در حال حاضر ۹ حلقه چاه از این مخزن، به علت تولید آب سازندی با شوری بالا با کاهش دبی تولیدی گاز مواجه شده است. دو جبهه آب شور از سمت شمال شرق، جنوب و جنوب شرقی وارد مخزن شده و مخزن را شور کرده است. به طوری که با افزایش تولید و کاهش فشار بیشتر در درون مخزن این دو جبهه در حال پیشروی با گذشت زمان می‌باشند. بیشترین تولید گاز در مناطق مرکزی و غربی مخزن به علت شوری کمتر صورت می‌گیرد. اما چاه‌های شور یا با کاهش تولید و یا بسته شدن چاه مواجهه شده است.



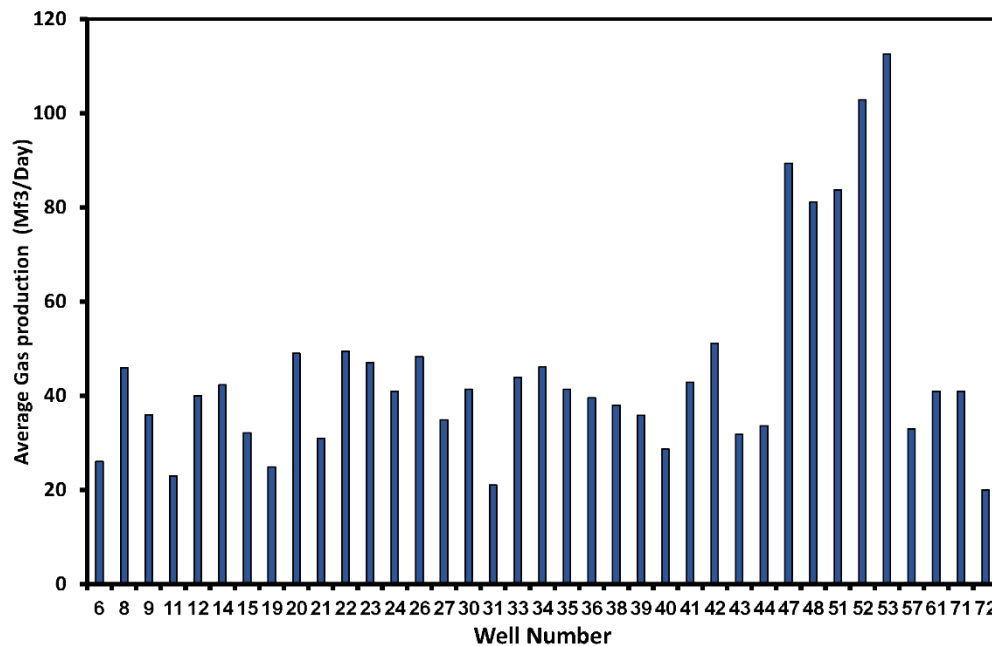
شکل ۴-۲) ناحیه شور شده در مخزن مزدوران

مقدار آب و شوری آب تولیدی مخزن مزدوران با سایر مخازن مقایسه شده است. مخازن کنگان، شانول و مارون مقدار آب تولیدی کم بوده اما شوری آن زیاد بوده است. مقدار شوری آب تولیدی مخزن مزدوران در مقایسه با سایر مخازن کمتر بوده است (شکل ۴-۳).



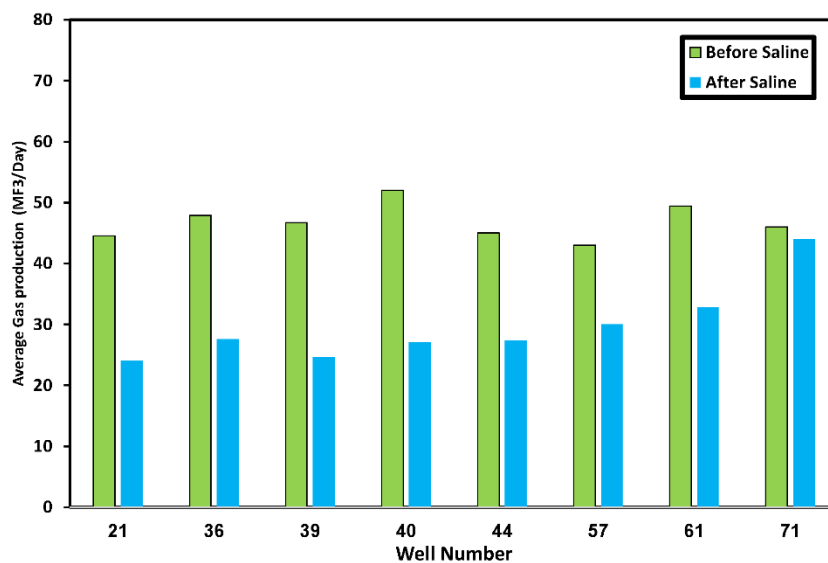
شکل ۴-۳) شوری آب تولیدی چاه‌های مخزن مزدوران و دیگر چاه‌های ایران و دنیا

در شکل ۴-۴ میانگین دبی گاز تولیدی چاه‌های مخزن مزدوران محاسبه شده است. همانطور که در شکل زیر مشاهده می‌شود. چاه‌های ۴۷،۴۸،۵۱،۵۲،۵۳ بیشترین میزان برداشت را داشته که در مرکز مخزن مزدوران واقع شده‌اند.



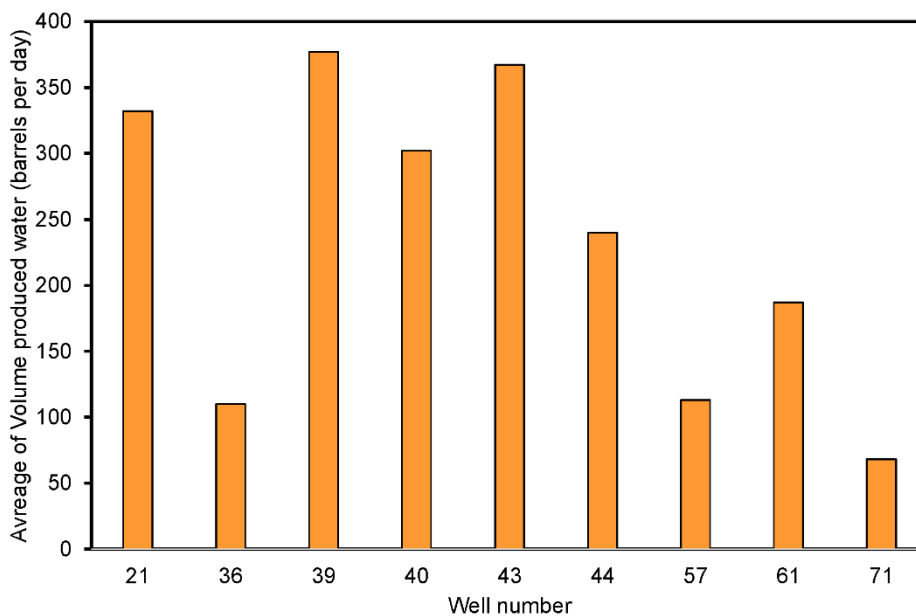
شکل ۴-۴) میانگین دبی چاه‌های مخزن مزدوران

مقدار شوری آب‌های تولیدی مخازن گازی مختلف متغیر بوده و از ۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر در برخی از چاه‌ها مشاهده شده است. در مخزن مزدوران بالاترین شوری مشاهده شده ۱۰۰۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر بوده است. مقدار شوری مخزن مزدوران با افزایش برداشت بیشتر شده است و بالتبع باعث کاهش دبی تولیدی گاز شده است. در شکل ۴-۵ تعدادی از چاه‌های مخزن مزدوران میانگین دبی قبل از شوری و بعد از شوری محاسبه شده است. همانطور که مشاهده می‌شود پس از افزایش شوری و حجم آب تولیدی، میزان بهره‌برداری به اجبار در چاه‌های گاز کم شده است.



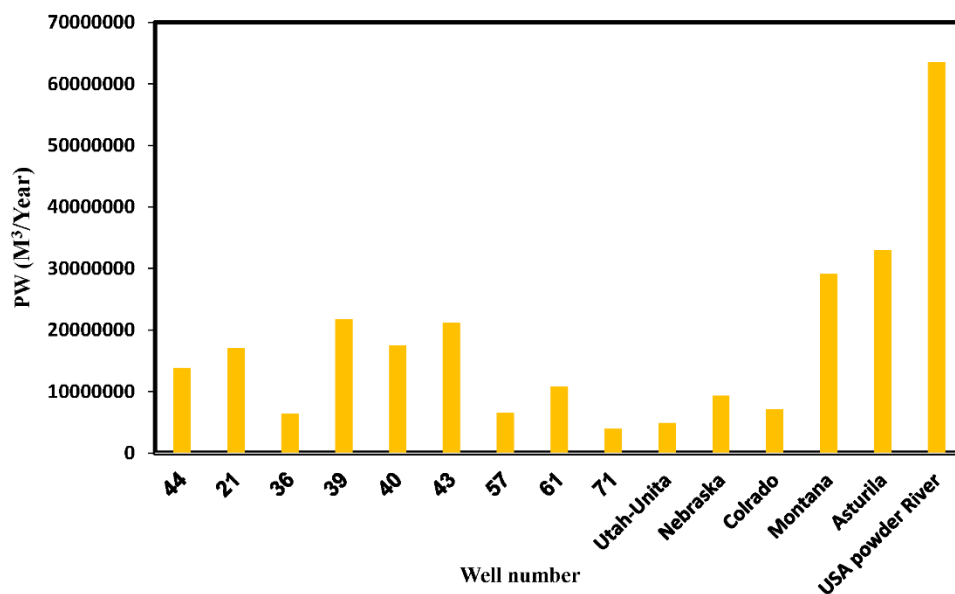
شکل ۴-۵) نمودار میانگین دبی قبل از شروع شوری و بعد از افزایش شوری برای چاه‌های شور

میانگین حجم آب تولیدی در برخی چاه‌های شور شده محاسبه شده و بین ۱۰۰ تا ۴۰۰ بشکه در روز رسیده است (شکل ۴-۶). در این مخزن بیشترین میزان حجم آب تولیدی به ۸۰۰ بشکه در روز نیز برای بعضی از چاه‌ها در اثر افزایش تولید گاز رسیده است. این حجم برای چاه‌های گاز مقدار قابل توجهی می‌باشد. بنابراین این مخزن با مشکل جدی تولید آب اضافی مواجه است.



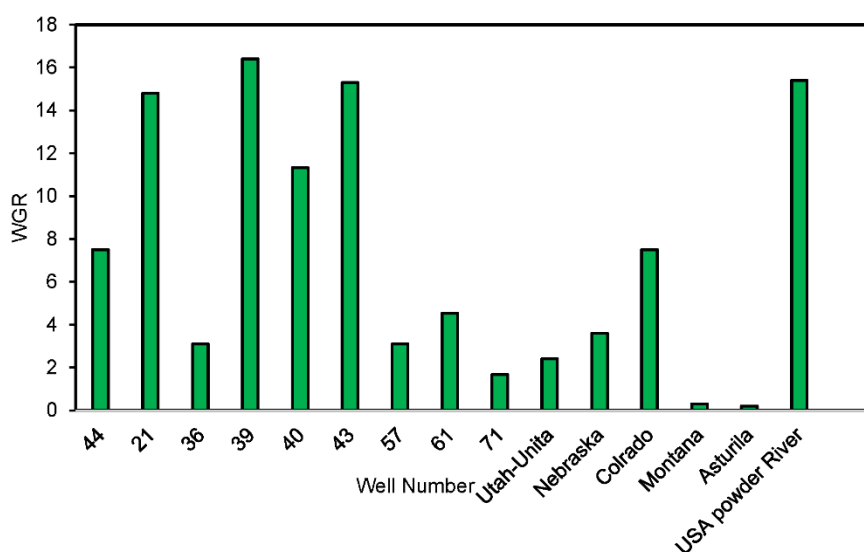
شکل ۴-۶) میانگین حجم آب تولیدی در چاه‌های گازی مورد مطالعه

میانگین حجم آب تولیدی (PW) چاه‌های مخزن مزدوران به صورت سالانه با دیگر چاه‌ها نفتی و گازی دنیا مقایسه شده است (شکل ۴-۷). حجم آب تولیدی مخزن مزدوران نسبت به مخازن دنیا بالا نمی‌باشد. اما مقدار آب تولیدی نسبت به حجم گاز تولیدی در این مخزن زیاد می‌باشد و باعث ایجاد وضعیت بحرانی برای مخزن مزدوران شده است.



شکل ۴-۷) نمودار حجم آب تولیدی برای مخازن مختلف دنیا

برای درک بهتر از شرایط آب تولیدی (PW)، نسبت آب به گاز (WGR) در چاه‌های مخزن مزدوران با دیگر مخازن گازی دنیا مقایسه شده است. همانطور که در شکل ۴-۸ مشاهده می‌شود نسبت آب به گاز در این چاه‌ها نسبت به دیگر مخازن دنیا بسیار بالاتر قرار دارد و حجم آب تولیدی آن نسبت به میزان تولید گاز بالا می‌باشد.



شکل ۴-۸) نمودار نسبت WGR در مخازن مختلف دنیا

به طور کلی این تحقیق به چندین بخش تقسیم بندی می شود:

۱- تعیین منشأ اولیه آبران زیر مخزن گاز

۲- تعیین منشأ شوری آبهای تولیدی

۳- تکامل و ژئوشیمیایی آبران و آب تولیدی مخزن گاز

۴- مکانیسم انتقال آب تولیدی به درون چاهها

همانطور که در فصل پیشین بحث شد، در ابتدای بهره برداری آب تولیدی چاههای مخزن گازی مزدوران شیرین و به مقدار کمی بوده است و پس از برداشت زیاد، گذر زمان و افت فشار مخزن مقادیر حجم آب تولیدی و شوری افزایش یافته است. با افزایش میزان حجم آب و شوری بنابراین تولید گاز را تحت تاثیر قرار داده و سبب کاهش میزان تولید گاز شده است.

۴-۲- تعیین منشأ اولیه آبران مخزن مزدوران و شوربجه و آب‌های تولیدی (روش

هیدروژئوشیمیایی)

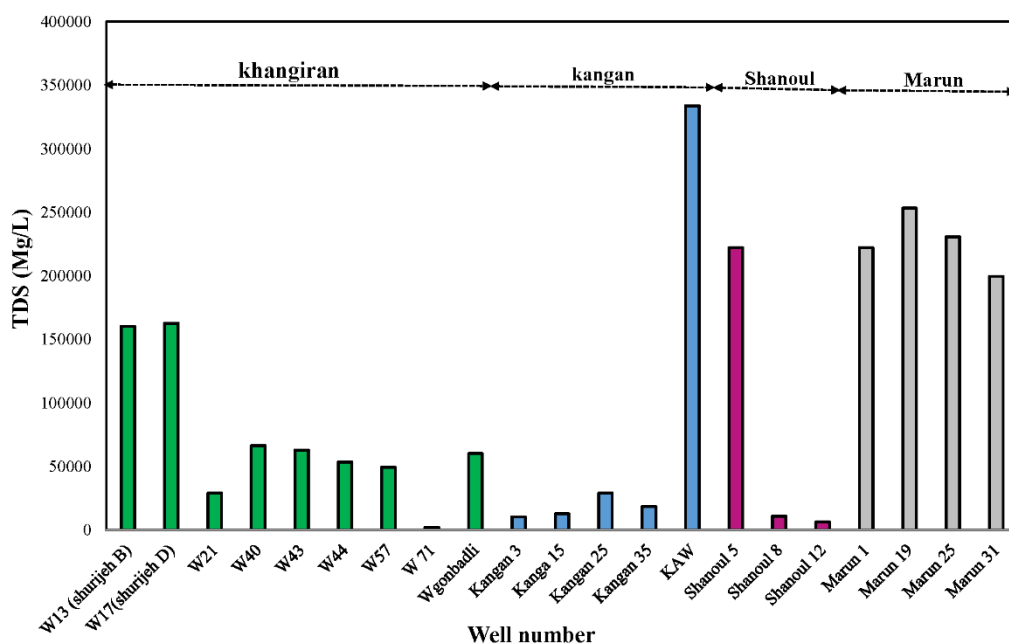
در این قسمت به بررسی خواص هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی نمونه‌ها از نظر تیپ آب و رخساره‌های شیمیایی غالب پرداخته می‌شود. در ادامه منشأ آب تولیدی، علت‌ها و عواملی که باعث افزایش شوری شده‌اند، مطالعه خواهد شد. منشأهای شوری محتمل برای منطقه مورد مطالعه انحلال نمک، آب دریای قدیمی تبخیر شده یا عهدحاضر، آب جوی و یا فرآیند فیلتر شدن است. روش‌های مختلفی چون هیدروژئوشیمیایی، ایزوتوپی و زمین‌شناسی جهت تعیین منشأ آب و شوری استفاده شده است. به جهت تفسیر بهتر، نتایج حاصله با مخازن کنگان و شانول و مارون در ایران و همچنین مخازن جوجو-تکومیناسان در مکزیک و انگلستان مقایسه شده است.

در مخزن گاز، آب شور می‌تواند به صورت بین‌دانه‌ای در درون مخزن و یا به صورت آبران در زیر مخزن مزدوران قرار گیرد. مخزن شوربجه در بالا نیز دارای آبران بوده که می‌تواند منشأ احتمالی شوری باشد. با توجه به اینکه این منشأها می‌توانند منشأ محتمل شوری مخازن باشند، بنابراین بایستی از آن‌ها نیز نمونه‌برداری صورت گیرد. به دلیل در دسترس نبودن و عدم امکان نمونه‌برداری عمقی از مخزن مزدوران دو نمونه عمقی از شوربجه B و D برداشت شده است. همچنین از آب بین دانه‌ای درون مخزن نمونه‌گیری امکان پذیر نبوده است. نمونه آب چاه آرتزین با دمای حدود ۳۶ درجه چشمه آب گرم می‌باشد که از حدود ۳۰ سال پیش همچنان آرتزین است. این چاه در عمق ۴۴۸-۵۴۵ متری در سازند چهل‌کمان به آب خورده است و EC گرفته شده از این نمونه حدود ۱۰۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر است. نمونه گرفته شده از این چاه جهت مقایسه و تعیین منشأ احتمالی برداشت شده است.

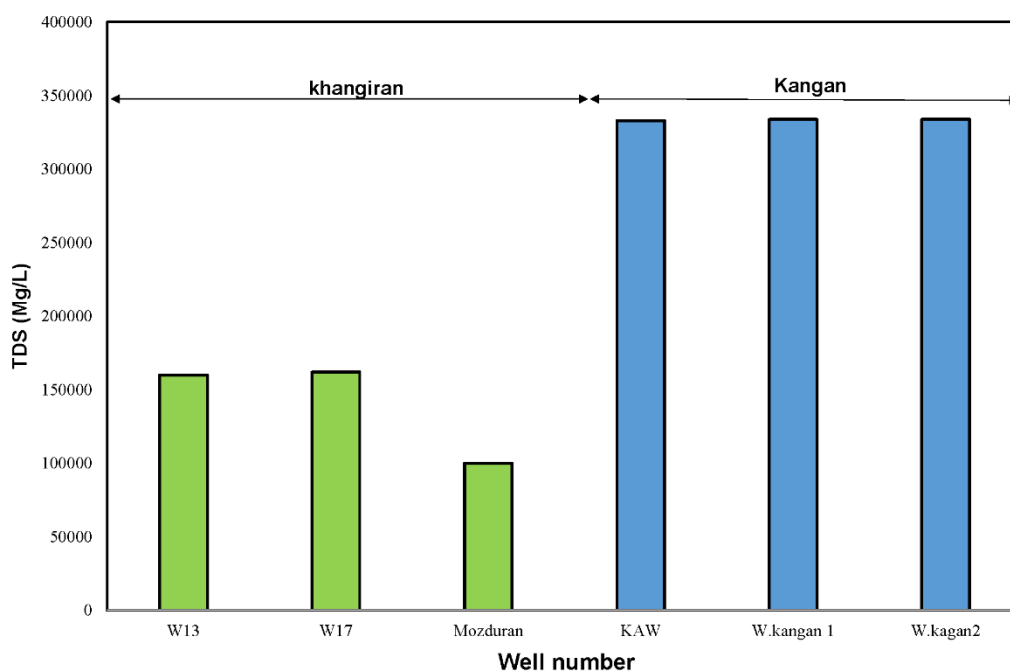
۴-۲-۱- روش هیدروژئوشیمیایی

به طور کلی آب‌های تولیدی مخزن مزدوران به سه دسته شور (TDS بیشتر از ۴۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر)، نیمه شور (بین ۱۰۰۰ تا ۴۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر) و شیرین (کمتر از ۱۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر) دسته‌بندی شده‌اند.

مقدار شوری آبران موجود در سفره تحت فشار زیر مخزن گاز شوربیجه در منطقه مورد مطالعه مشابه با مخازن جنوب ایران بالای ۱۰۰۰۰۰ میلی گرم بر لیتر بوده است. لازم به ذکر است که آب دریای معمولی توانایی ایجاد چنین شوری را ندارد، ولی در طی پدیده تبخیر، میزان شوری آب باقی مانده، افزایش پیدا کرده است. محیط های لاگونی که از آب دریای اصلی جدا شده اند دچار پدیده تبخیر شده و شوری را تا این حد می توانند افزایش دهند؛ بنابراین با توجه به مطالعات انجام شده، شرایط تشکیل این مخازن احتمالا محیط لاگونی است و مقدار شوری آنها با توجه به مقدار تبخیر در زمان قدیم افزایش یافته است. مقدار شوری آب تولیدی، آبران مخزن مزدوران، با نمونه های گرفته شده از آبهای تولیدی مخازن گاز کنگان، مارون و شانول در شکل ۴-۹ مقایسه شده است.



شکل ۴-۹) مقایسه TDS آب تولیدی چاه های گاز مخزن مزدوران با دیگر مخازن ایران

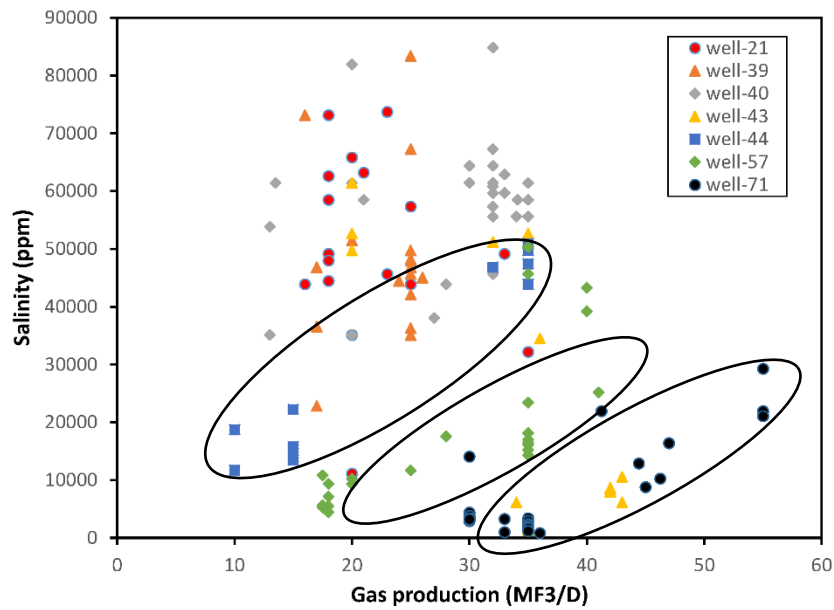


شکل ۴-۱۰) مقایسه TDS آب آبران چاه‌های گاز مخزن مزدوران با مخزن کنگان

مقدار شوری آبهای تولیدی مخزن مزدوران کمتر از سایر مخازن می‌باشد (شکل ۴-۹ و ۴-۱۰). مقادیر TDS اندازه‌گیری شده از نمونه‌های سرچاهی با دو نمونه گرفته شده از آبران شور زیر مخزن شوربچه (شماره ۱۷ و ۱۳ خانگیان) نشانگر این است که آبران زیر مخزن شوربچه شورتر و دارای TDS بالاتری از نمونه‌های سرچاهی است (شکل ۴-۱۰). آبهای تولیدی سرچاهی حاصل اختلاط آب آبران شور سفره تحت فشار زیر مخزن با بخارات میعان شده درون مخزن گاز با نسبت‌های مختلف می‌باشد. با تغییر سهم آب شور در این چاهها، مقدار شوری آبهای تولیدی آنها نیز تغییر کرده است. متأسفانه امکان نمونه‌گیری از آبران زیر مخزن مزدوران وجود نداشته است. اما با استفاده از روش‌های مختلف می‌توان مقدار شوری آبران زیر مخزن مزدوران را برآورد کرد. بنابراین قبل از تفسیر نتایج هیدروشیمیایی، مقدار شوری آبران در ادامه برآورد شده است.

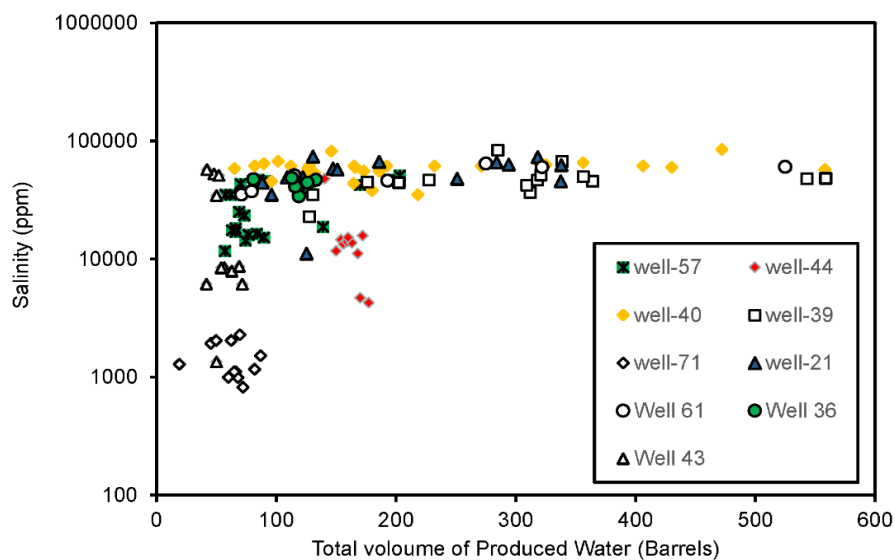
۴-۳- محاسبه مقدار شوری آبران زیر مخزن مزدوران

با توجه به شکل ۴-۱۱، مشاهده می‌شود که با افزایش میزان تولید، مقدار شوری آب‌های تولیدی افزایش یافته است. این روند افزایشی در چاه‌هایی که شوری بالای ۴۰۰۰۰ ppm دارند دیده نمی‌شود و در چاه‌های پایین‌تر از این مقدار مثل چاه شماره ۵۷،۷۱ و ۴۴ که شوری پایین‌تر از ۴۰۰۰۰ ppm دارند این روند افزایشی کاملاً مشهود است. چاه شماره ۷۱ نیز که در گذشته چاهی با مقادیر شوری پایین بوده، با گذر زمان و افزایش دبی به سمت افزایش شوری حرکت می‌کند. در دبی‌های پایین شوری بالای ۱۰۰۰۰۰ ppm نیز دیده می‌شود (شکل ۴-۱۱). چاه ۵۷ با افزایش دبی، شوری آن بیشتر شده است. اما بقیه چاه‌ها از روند خاصی پیروی نمی‌کند. البته قابل ذکر است که در مقادیر شوری کم از رابطه‌ای مستقیم پیروی می‌کند اما هر چه شوری بیشتر می‌شود و از حدود ۴۰۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر عبور می‌کند از رابطه‌ای معین پیروی نمی‌کند. به عنوان مثال چاه ۶۱ در ابتدای برداشت با دبی ۶۰ میلیون متر مکعب بر روز شوری نزدیک به ۱۰۰ ppm داشته است اما با گذر زمان و ازدیاد برداشت با همین دبی شوری به بالای ۱۰۰۰۰ ppm رسیده است. بنابراین با افزایش دبی گاز تولیدی، شوری بیشتر از ۹۰۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر نشده است که نشانگر این است؛ آبران زیر مخزن گاز نمی‌تواند شوری بیشتر از این مقدار داشته باشد. جهت تعیین میزان شوری آبران مخزن مزدوران می‌توان رابطه مقدار حجم آب تولیدی با شوری را نیز در زمان‌های مختلف برای کلیه چاه‌ها ترسیم گردد (شکل ۴-۱۱ و ۴-۱۲).



شکل ۴-۱۱) نمودار نسبت شوری به دبی گاز

در کل مقدار شوری آبهای تولیدی چاه‌های مخزن مزدوران به جز چاه ۴۰ که در مقطعی به بیش از ۱۴۰۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر نیز رسیده است، در حدود ۱۰۰۰۰۰ میلی‌گرم در لیتر است. همانطور که در شکل ۴-۱۲ دیده می‌شود، آبران مخزن مزدوران در بحرانی‌ترین حالت خود می‌تواند ۱۰۰۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر شوری داشته‌باشد و شوری آبهای شیرین در حدود ۱۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر است.



شکل ۴-۱۲) نمودار شوری در مقابل حجم آب تولیدی

به دلیل دسترسی نداشتن به شورابه مخزن مزدوران و عدم امکان مستقیم برداشت آب از آبران زیر مخزن و همچنین مجهول بودن شوری آبران زیر مخزن گازی مزدوران از فرمول زیر، جهت محاسبه TDS شورابه نیز استفاده شده است.

فرض بر این است که آبران زیر مخزن با آب شیرین مخلوط شده و تشکیل آب تولیدی هر چاه را داده است.

$$C_1V_1+C_2V_2=C_3V_3 \quad (1)$$

$TDS = C_1$ شورابه زیر مخزن $V_1 =$ حجم آب در شورابه زیر مخزن در آب تولیدی هر چاه

$TDS = C_2$ آب تولیدی چاه شیرین $V_2 =$ حجم آب تولیدی چاه شیرین

$TDS = C_3$ آب تولیدی سرچاهی هر چاه $V_3 =$ حجم کل آب تولیدی هر چاه

سهم حجم آب شورابه در آب تولیدی هر چاه (V_1): از تفریق حجم آب تولیدی کل هر چاه شور و حجم آب تولیدی شیرین محاسبه می‌شود.

حجم آب تولیدی شیرین (V_2): در هر چاه از طریق Liquid-Gas ratio (LGR) نسبت یا همان نسبت آب شیرین به گاز که شرکت ملی نفت ایران برای این مخزن ۱/۲۴ تعیین کرده است، بدست می‌آید. این نسبت ۱/۲۴ بر اساس یک چاه شیرین در مخزن تعیین شده است. این مقدار برای هر چاه جداگانه محاسبه شد (جدول ۳-۴).

بنابراین در ابتدا حجم آب تولیدی کل در سر چاه برای یک روز اندازه گیری و محاسبه شود (V_3). مقدار دبی گاز برای یک روز نیز مشخص می‌باشد (Q)، بنابراین با توجه به نسبت $LGR:1.24$ ، مقدار و سهم آب شیرین برای هر چاه را می‌توان بدست آورد (V_2). سهم آب شورابه در هر چاه (V_1) نیز محاسبه شده و در جدول ارائه شده است. در نهایت با فرمول ارائه شده مقدار TDS و یا شوری آبران زیر مخزن مزدوران را می‌توان پیش‌بینی کرد که در جدول ارائه شده است.

جدول ۳-۴ مقادیر حجم آب تولیدی، دبی گاز، شوری چاه‌های گاز مخزن مزدوران

Well number	Q (MF ³ /D)	V (Barrels Per day)	Salinity (ppm)	Fresh Volume (Barrels Per day)	KhAW Volume (Barrels Per day)	KhAW TDS (ppm)
21	18	200	73125	22	177	82298
36	32.5	81	48100	40	40	95628
39	16	318	73125	19	298	77984
40	22	101	84825	27	73	116177
43	20	706	90685	24	681	93982
44	35	160	65813	43	116	90272
57	35	141	55575	43	97	80243
61	35	275	64350	43	231	76389

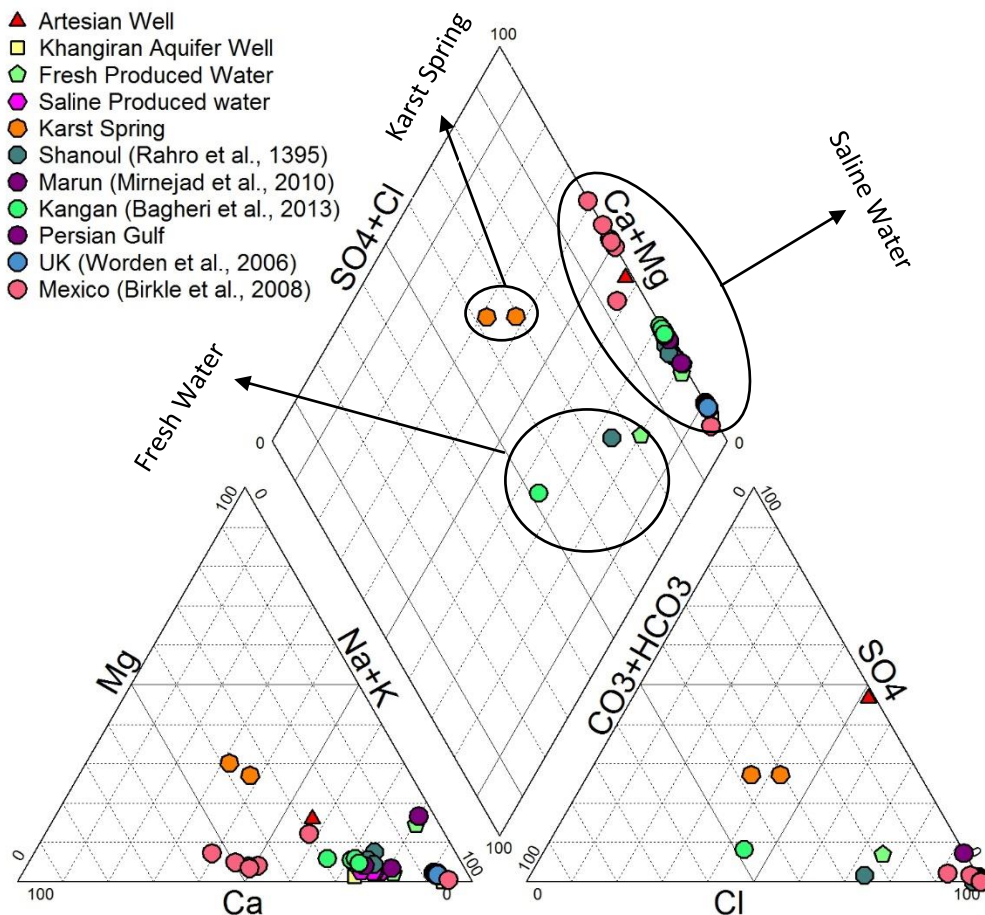
میانگین شوری محاسبه شده مخزن مزدوران برابر با ۹۰۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد. در جنوب شرقی مخزن شوری بالاتر و شدیدتر است و تمرکز چاه‌های شور شده نیز در همین قسمت جنوب و جنوب شرقی مخزن می‌باشد. بنابراین مقدار شوری احتمالی آبران زیر مخزن مزدوران بین ۹۰۰۰۰-۱۰۰۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد.

۴-۴- نمودارهای هیدروژئوشیمیایی

۴-۴-۱- نمودار پایپر

از نمودار پایپر جهت دسته‌بندی نمونه‌ها، تعیین تیپ شیمیایی آب و مسیرهای تکامل هیدروژئوشیمیایی استفاده می‌شود. در این طبقه‌بندی، آبها بر اساس کاتیون‌ها به سه رخساره منیزیک، کلسیک و سدیک و نیز بر پایه آنیون‌ها به سه تیپ بی‌کربناته، سولفات و کلروه تقسیم بندی می‌شوند (Arvidson, 2006). در مطالعه تیپ آب از نتایج آنالیز هیدروژئوشیمیایی برخی از نمونه‌ها کنگان، شانول، مارون، مکزیک، انگلستان و نمونه آب

دریای خلیج فارس جهت مقایسه و تفسیر بهتر و مشخص نمودن وجود یا عدم وجود شباهت بین آب تولیدی این میدان‌ها، استفاده شده است. با توجه به نمودار پایپر (شکل ۴-۱۳) نمونه‌های آب تولیدی شور در بخش راست لوزی و در منطقه آب‌های شور قرار گرفته به طوری که یون کلر آنیون غالب در نمونه‌ها می‌باشد. کاتیون غالب نیز در نمونه‌ها یون سدیم و کلسیم می‌باشد. نمونه‌های شور، نیمه شور و شیرین مخزن مزدوران شبیه به دیگر مخازن ایران می‌باشد و تیپ غالب آب در این نمونه‌ها کلروه سدیک و کلروه کلسیک می‌باشد. به طور کلی تیپ آب مخزن مزدوران متمایل به Ca-Na-Cl می‌باشد که این تیپ مشخصه شورابه‌های نفتی بوده است. مقدار سولفات و بی‌کربناته در این مخزن در مقابل دیگر عناصر ناچیز می‌باشد. آبهای شیرین نیز با توجه به شیرین بودن و کم بودن شوری، در نزدیکی زون شور قرار گرفته‌اند که می‌تواند به دلیل اختلاط کم آب شور در این چاهها باشد. با توجه به اینکه بخارات میعان شده دارای مواد محلول نمی‌باشند، در نتیجه اختلاط خیلی کم آب شور در این آبها نیز می‌تواند غالب بوده و تیپ آب را نزدیک به شور نشان دهند. آبهای تولیدی شور و شیرین سایر مخازن و همچنین آبران شور مخزن تحت فشار زیر مخزن گازها نیز رفتاری مشابه را نشان می‌دهند. آبران زیر مخزن مثل یک سفره تحت فشار عمل می‌کند و درجه حرارت بالائی در حدود ۸۰ درجه سانتی‌گراد دارد.

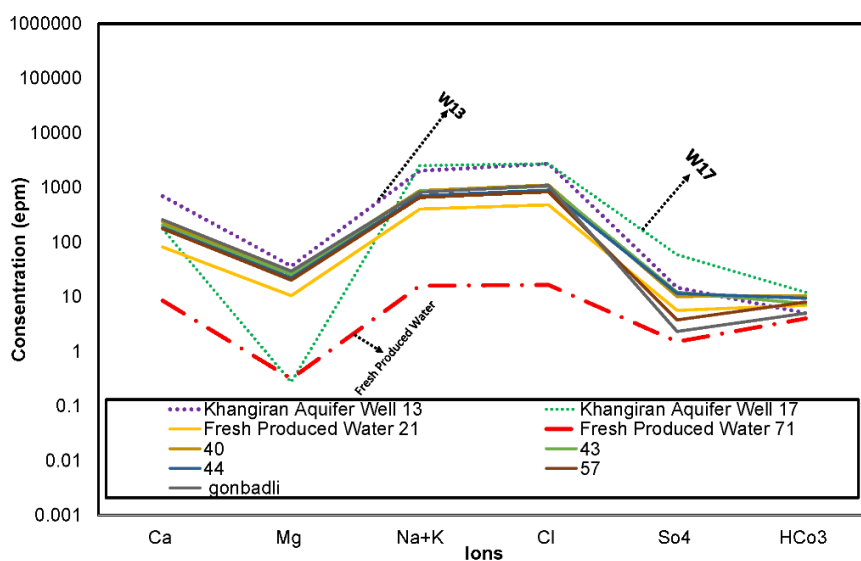


شکل ۴-۱۳) نمودار پایپر مربوط به آب تولیدی میدان‌های مختلف ایران و دنیا

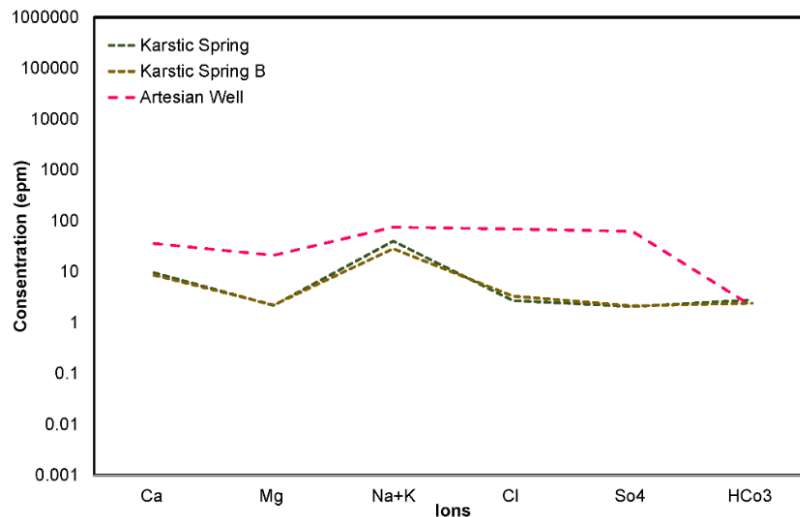
۴-۴-۲- نمودار شولر

دیاگرام شولر نیز جهت مقایسه بین نمونه‌ها، تعیین منشأ اولیه، طبقه‌بندی و تعیین غلظت یون غالب استفاده می‌شود. این نمودار بر حسب میزان غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌های اندازه‌گیری شده، رسم شده است. تقریباً تمامی نمونه‌ها آب شور مخزن مزدوران رفتار و روند یکسانی دارند که گواهِ بر منشأ یکسان آنها می‌باشد که با روند تغییرات یون‌های سایر مخازن نیز مشابه است (شکل ۴-۱۴). کلر، سدیم و کلسیم یون‌های غالب یونی در این آبها می‌باشند. نمونه آب شورابه زیر مخزن گاز شورابه B (۱۳) نیز دارای روند یکسان با نمونه‌های مخزن مزدوران است که می‌تواند نشانگر یکسان بودن منشأ آبران و آب‌های تولیدی باشد؛ بنابراین منشأ احتمالی

شوری آب‌های تولیدی، می‌تواند آبران زیر مخزن گاز باشد که از زیر وارد چاه‌های تولیدی شده است. البته این آبران در بالای مخزن مزدوران قرار گرفته است. اما با توجه به رفتار یکسان آب‌های تولیدی با آبران شور بجه B می‌تواند نتیجه گرفت که احتمالاً آبران زیر مخزن مزدوران نیز رفتار و منشأ مشابهی دارد. بنابراین در تفاسیر می‌توان از آب آبران شور بجه (B) استفاده کرد. اما روند آب شورابه زیر مخزن گاز شور بجه D (۱۷) و نمونه چاه شیرین مخزن نیز متفاوت از سایر نمونه‌ها شور مخزن است و نشان‌دهنده منشأ متفاوت از سایر نمونه‌ها است. این آبران نیز در بالای شور بجه (B) قرار دارد. نمودار شولر چشمه موجود در کف تونل واقع در مزدوران نیز رسم شده است. یون‌های غالب این چشمه‌ها سدیم و پتاسیم می‌باشد. همچنین نمونه چاه آرتزین واقع در منطقه مورد مطالعه که از سازند چهل کمان منشأ می‌گیرد با دیگر نمونه‌های مخزن روند متفاوتی نشان می‌دهد و دو یون غالب آن سولفات و کلر می‌باشد که با توجه به روند متفاوت این سه گروه در دو شکل جدا رسم شده است (شکل ۴-۱۵).



شکل ۴-۱۴) نمودار شولر مربوط به چاه‌های شیرین و شور و آبران‌های مخزن مزدوران

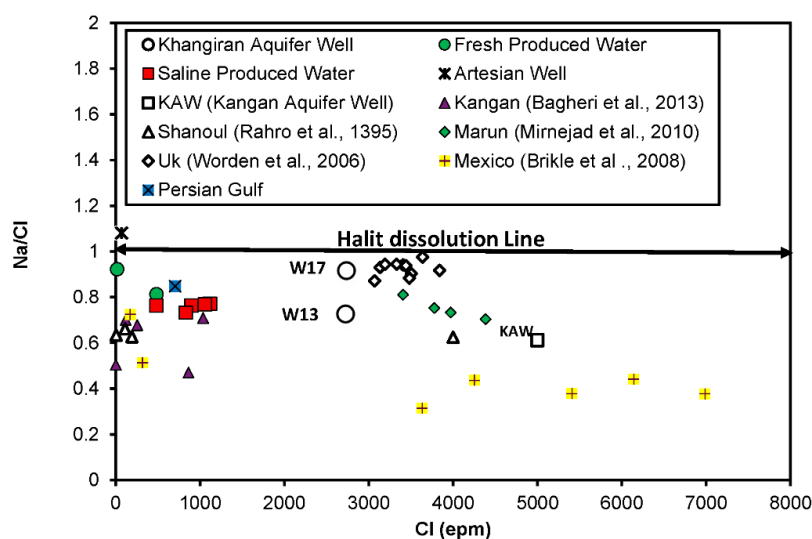


شکل ۴-۱۵) نمودار شولر مربوط به چشمه کارستی واقع در کف تونل مزدآوند و چاه آرتزین موجود در منطقه مورد مطالعه ترکیب شیمیایی آب شور برای هر حوضه بسته به شرایط هیدرولوژی قدیمی منطقه متفاوت می باشد. عناصر اصلی در شورابه های نفتی کلسیم، سدیم، سولفات و کلر می باشند. سایر یون ها دارای غلظت کمتری به مراتب می باشند (Rittenhouse *et al* , 1989). شورابه های نفتی نسبت به آب دریا دارای غلظت بیشتری از عناصر مانند کروم، لیتیم، منگنز، سیلیسیم و استرانسیم بوده در حالی که عناصری مانند مس، پتاسیم و نیکل دارای فراوانی حدود نصف آب دریا هستند.

۴-۳-۴- نسبت Na/Cl

با استفاده از نسبت های Na/Cl ، Br/Cl ، I/Cl می توان منشأ شوری حاصل از انحلال نمک را از دیگر منشأها جدا کرد (Leonard and Ward 1962; Richter and Kreitler, 1993). در ابتدا با استفاده از نسبت Na/Cl به بررسی منشأ شوری این مخزن پرداخته شده است. اگر این نسبت از نظر مولی یک باشد نشانگر انحلال نمک بوده که بصورت خط مستقیم در شکل نشان داده شده است (شکل ۴-۱۶)؛ اما اگر این نسبت کمتر از 0.65 باشد و قسمت پایین خط انحلال واقع شود، منشأ شوری می تواند آب دریای قدیمی تبخیر شده باشد و همچنین اگر نسبت Na/Cl حدود

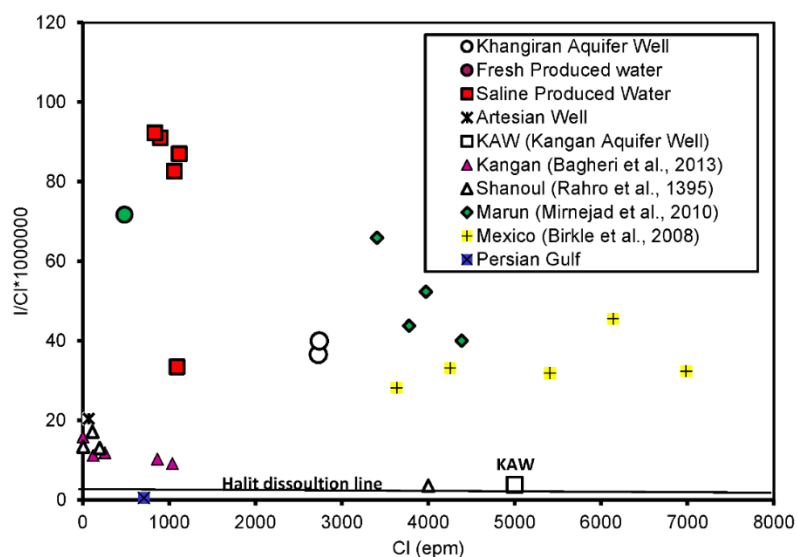
۰/۸۵ باشد، منشأ شوری می‌تواند آب دریا عهد حاضر باشد که از نمونه آب خلیج فارس جهت مقایسه نیز استفاده شده است. نمونه‌ی آبران زیر مخزن گاز شوريجه از دو چاه شماره ۱۷ و ۱۳ رفتاری متفاوت دارند. این دو چاه در دو عمق مختلف قرار دارند. چاه شماره ۱۷ رفتاری مشابه با انحلال نمک را نشان می‌دهد و دارای نسبت نزدیک به انحلال می‌باشد اما چاه شماره ۱۳ دارای نسبت Na/Cl کمتر از ۰/۸۵ بوده و منشأ آب دریای قدیمی تبخیر شده را نشان می‌دهد. چاه شماره ۱۳ به مخزن گاز مزدوران نزدیک‌تر است. بنابراین اگر منشأ نمونه آبهای تولیدی سرچاهی، آبران زیر مخزن گاز باشد، بایستی رفتاری مشابه با آبران را نشان دهند. در این مطالعه در تمام نمونه‌های سرچاهی چاه‌های شور، نسبت Na/Cl محاسبه شده حدود ۰/۷۵ می‌باشد که نشان می‌دهد انحلال نمک و آب دریای عهد حاضر نمی‌تواند منشأ شوری آن‌ها باشد و احتمالاً آب دریای قدیمی تبخیر شده منشأ اولیه این آبها می‌باشد. نمونه چاه آرتزین موجود در منطقه نیز کمی بالای خط تبخیر قرار گرفته است که نشان از منشأ انحلال نمک دارد و همچنین انحراف جزئی مشاهده شده از خط نیز می‌تواند به علت رخداد پدیده تبادل یونی و یا وجود منشأ دیگری برای یون سدیم در نظر گرفته شود. این نسبت یونی مربوط به مخازن گازی دیگر در ایران همچون کنگان، مارون و شانول و در دنیا مربوط به مخازن تکومیناسان مکزیک و انگلستان جهت مقایسه در شکل ۴-۱۶ ترسیم شده‌اند. مخازن مارون کنگان و شانول دارای نسبت مولی Na/Cl تقریباً نزدیک بهم بوده که نشانگر عدم منشأ بودن هالیت می‌باشد و منشأ آن شورابه‌های نفتی یا همان آب دریای قدیمی می‌باشد. نمونه آب آبران مخزن کنگان (KAW) نیز دارای منشأ آب دریای قدیمی تبخیر شده می‌باشد. اما مخزن گازی واقع در انگلستان (UK) دارای منشأ شوری انحلال نمک می‌باشند. این نسبت در مخزن مکزیک در محدوده شورابه نفتی و آب دریای قدیمی قرار گرفته است.



شکل ۴-۱۶) نمودار نسبت سدیم به کلر در مقابل کلر

۴-۴-۴- نسبت I/Cl

غلظت ید محلول در آب‌های شور عمیق از کمتر از ۰/۰۱ تا ۱۰۰ میلی‌گرم در لیتر تغییر می‌کند (Carpenter, 1987). آب‌های قدیمی دارای مقدار ید بیشتری نسبت به آب‌های عهد حاضر و آب‌های حاصل از انحلال نمک می‌باشند (Richter and Kreitler, 1993). نسبت وزنی I/Cl نیز جهت تشخیص و تمایز بین منشأهای شوری استفاده می‌شود. در این نمودار نسبت وزنی I/Cl در برابر Cl مخازن مزدوران، شانول، مارون، کنگان، و تکومیناسان در مکزیک و انگلستان در شکل ۴-۱۷ نمایش داده شده است. اگر منشأ شوری انحلال نمک باشد مقدار نسبت ید به کلر از نظر وزنی کمتر از 1×10^{-5} خواهد بود در حالی که این نسبت در شورابه‌های نفتی بیشتر از 2×10^{-5} است (Bagheri et al., 2014). مقایسه مقادیر نسبت I/Cl در شورابه‌های مخزن گازی مورد مطالعه با مقادیر فوق، انحلال نمک را به عنوان منشأ شوری رد می‌کند. مقادیر نسبت I/Cl در آب‌های تولیدی مخزن مزدوران کمی بیشتر نسبت به شانول و کنگان است و نشانگر این است که انحلال نمک نمی‌تواند منشأ شوری آب‌های تولیدی مخزن مزدوران باشد.

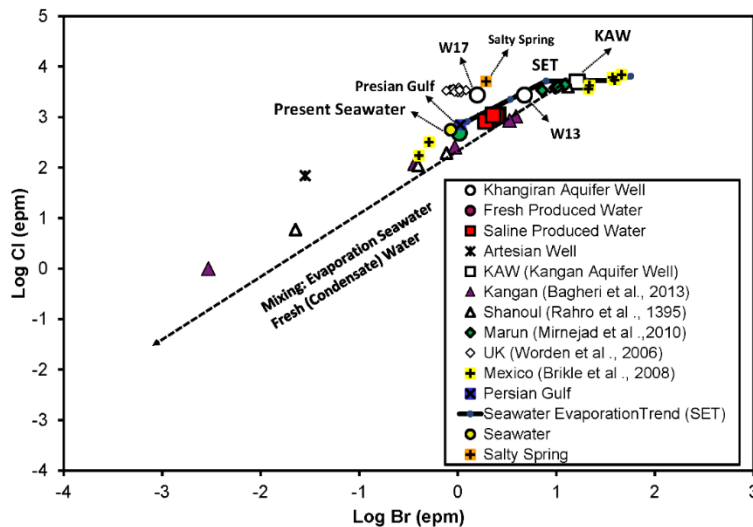


شکل ۴-۱۷) نمودار نسبت وزنی I/Cl در برابر Cl در آب تولیدی برخی مخازن ایران و جهان

۴-۴-۵- رابطه Br در مقابل Cl

به طور کلی برای بررسی منشأ و تکامل شورابه‌ها، غلظت یون‌های اصلی را در مقابل غلظت برم ترسیم و تفسیر می‌کنند (Kharaka and Honor, 2004). با استفاده از نسبت برم به کلر می‌توان منشأهای شوری همچون انحلال نمک، آب دریای تبخیر شده، اختلاط بین آب شیرین و شورابه، اختلاط بین شورابه با انحلال نمک و اختلاط بین آب دریا با دیگر آب‌ها را تشخیص داد (Carpenter, 1987). تبخیر آب دریا باعث افزایش خطی برم و کلر تا زمان رسیدن به اشباع هالیت در مقدار کلر برابر با ۱۶۲۰۰۰ میلی گرم بر لیتر می‌شود. در طول تبخیر آب دریا غلظت برم و کلر تا زمان اشباع شدن آب نسبت به هالیت و رسوب اولین بلور نمک اضافه می‌شود و روی خط تبخیر آب دریا قرار می‌گیرد (شکل ۴-۱۸). زمانی که غلظت کلر برابر با ۱۶۲۰۰۰ میلی گرم در لیتر و برم برابر با ۵۰۰ میلی گرم در لیتر گردید، محلول نسبت به هالیت اشباع شده و کلر و سدیم به صورت بلور نمک رسوب می‌کند در این شرایط با افزایش تبخیر، کلر افزایش نیافته و برم تغلیظ می‌گردد (Birkle et al., 2009). افزایش برم به صورت یک خط افقی روی نمودار مشاهده

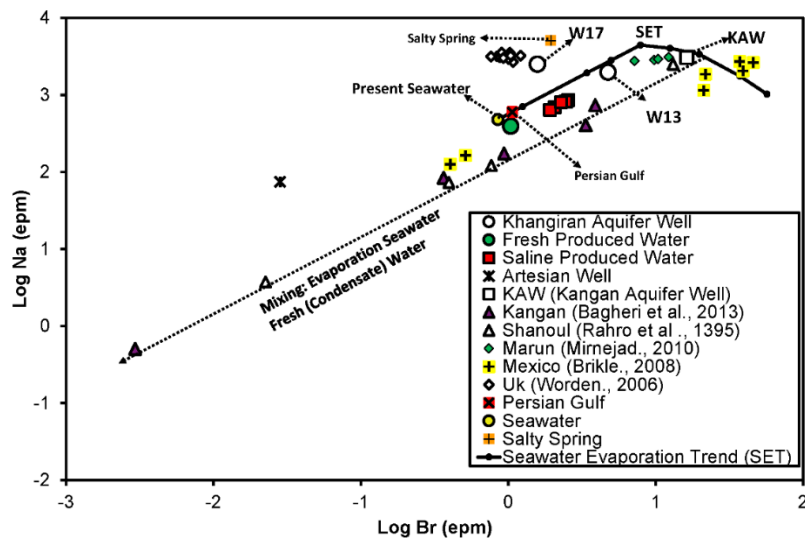
می‌شود. پس با زیاد شدن تبخیر آب دریا، غلظت برم در آب باقی‌مانده زیاد می‌شود زیرا برم انحلال‌پذیری بیشتر و شعاع یونی بزرگتری نسبت به یون کلر دارد (Davis et al., 1998). خط روند تبخیر آب دریا (Sea evaporation trend (SET)) به صورت خط ممتد و ضخیم در شکل ۱۸-۴ نشان داده شده است. پایین‌ترین نقطه این خط مربوط به آب دریا می‌باشد که در شکل ۴-۱۸ مشخص است. اگر نمونه‌ای بالای خط تبخیر آب دریا قرار بگیرد، نشانگر منشأ شوری انحلال نمک می‌باشد. نمونه‌های با منشأ آب دریای تبخیر شده قدیمی، بر روی خط تبخیر آب دریا قرار می‌گیرند. نمونه آب‌های جوی و شیرین‌تر و آب‌هایی که در اثر اختلاط آب‌های جوی قدیمی و شورابه قدیمی باقی مانده از تبخیر و آب‌های شیرین به وجود آمده باشند به دلیل غلظت کمتر کلر و برم، زیر خط تبخیر آب دریا قرار می‌گیرند (Bagheri et al., 2013). برای بررسی انحلال نمک به عنوان منشأ شوری یک نمونه آب شور حاصل از انحلال نمک گنبد نمکی نیز پلات شده است. نقطه مربوط به چشمه شور گنبد نمکی در بالای خط تبخیر مشاهده می‌شود و انحلال نمک برای این چشمه را نشان می‌دهد. نمونه آبران شماره ۱۷ و نمونه‌های مخزن انگلستان در بالای خط قرار گرفته و این حاکی از آن دارد که منشأ آن‌ها انحلال نمک می‌تواند باشد. نمونه‌های آبران شماره ۱۳ منطقه و نمونه آبران زیر مخزن کنگان که با KAW نشان داده شده بر روی خط تبخیر (SET) و بعد از مرحله رسوب نمک قرار گرفته است که نشان از منشأ آب دریای قدیمی تبخیر شده دارد. نمونه‌های سرچاهی مخزن مزدوران، شانول و کنگان در زیر خط تبخیر آب دریا (SET) بر روی خط اختلاط آب شیرین و یک شورابه با منشأ آب دریای تبخیر شده، قرار گرفته است. این شورابه می‌تواند ترکیبی مشابه به آبران داشته باشد. با توجه به محل آبران و نمونه‌های مخزن مزدوران می‌توان نتیجه گرفت که منشأ شوری آب‌های تولیدی می‌تواند اختلاط بین آب شور مانند آبران با آب شیرین درون مخزن مزدوران باشد. شورابه دیگر مخازن همچون تکومیناسان مکزیک، مارون و کنگان نیز تقریباً دارای منشأ آب دریای تبخیر شده قدیمی می‌باشند.



شکل ۴-۱۸) نمودار لگاریتم یون برم در مقابل کلر در آب‌های تولیدی مخزن مزدوران و دیگر مخازن ایران و دنیا

۴-۴-۶- رابطه بین برم و سدیم

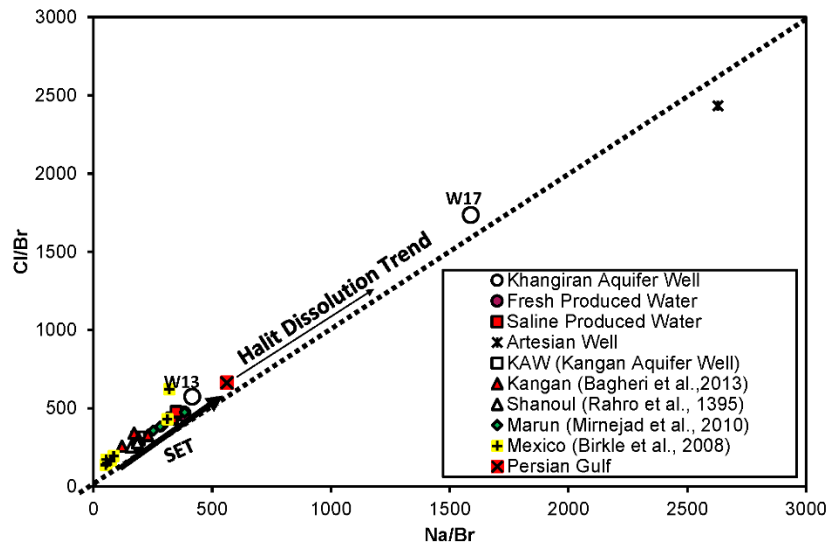
از رابطه بین سدیم در مقابل برم نیز جهت تفکیک منشأها استفاده شده است. با کمک این نمودار برخی اختلاطها بین فازهای مختلف همچون تبخیر آب دریا، آب دریا و آب شیرین به دست می‌آید (باقری، ۱۳۹۴). خط تبخیر آب دریا (SET) با خطی ضخیم در شکل (۴-۱۹) نشان داده شده است. با افزایش تبخیر و رسوب نمک در آب باقی‌مانده روند تغییرات سدیم مسیر نزولی پیدا می‌کند که علت آن می‌تواند کم بودن نسبت سدیم به کلر حدود ۰/۸۵ در آب دریا باشد. قرارگیری نقاط زیر خط تبخیر آب دریا نشانه اختلاط با آب شیرین‌تر است این آب شیرین‌تر می‌تواند بخار آب موجود در مخزن باشد که طی تولید در طول مسیر حرکت لوله گاز، مایع شده و تبدیل به آب گردیده است. نقطه مربوط به چشمه شور گنبد نمکی در بالا خط تبخیر مشاهده می‌شود و انحلال نمک برای این چشمه را نشان می‌دهد. این رابطه نیز نتایج مشابه با رابطه کلر در مقابل برم را نشان می‌دهد. شورابه دیگر مخازن همچون تکومیناسان مکزیکی، مارون و کنگان نیز تقریباً دارای منشأ آب دریای تبخیر شده قدیمی می‌باشند.



شکل ۴-۱۹) نمودار رابطه لگاریتمی بین غلظت سدیم و برم در طول تبخیر آب دریا

۴-۴-۷- رابطه بین Cl/Br در مقابل Na/Br

رابطه Cl/Br در مقابل Na/Br جهت تفکیک منشأ انحلال نمک (Halit dissolution trend (HDT)) و آب دریا تبخیر شده (Sea evaporation trend (SET)) استفاده می‌شود. خط تبخیر آب دریا و خط انحلال نمک با شیب ۱:۱ با داده‌های استاندارد ترسیم گردیده است. شورابهایی که از انحلال نمک نشات می‌گیرند، دارای غلظت بیشتر Cl/Br و Na/Br نسبت به آب دریا می‌باشند. این در حالی است که شورابهایی نشات گرفته از آب دریا تبخیر شده دارای Na/Br و Cl/Br کمتر از آب دریا هستند. Cl/Br آب دریا حدود ۲۸۶ می‌باشد (Walter *et al.*, 1990; Sanders, 1991). نمونه‌های آبران شماره ۱۷ و مخزن انگلستان در مسیر خط انحلال نمک قرار گرفته است. اما نمونه‌های آب تولیدی مخزن مزدوران به همراه دیگر مخازن در مسیر خط تبخیر آب دریا (SET) قرار گرفته‌اند که نشانگر این است که انحلال نمک منشأ شوری نیست و همه آن‌ها منشأ یکسانی داشته و آب دریای تبخیر شده قدیمی می‌باشد (شکل ۴-۲۰).



شکل ۴-۲۰) نمودار مقادیر Cl/Br در مقابل Na/Br

۴-۴-۸- نمودار CF در مقابل برم

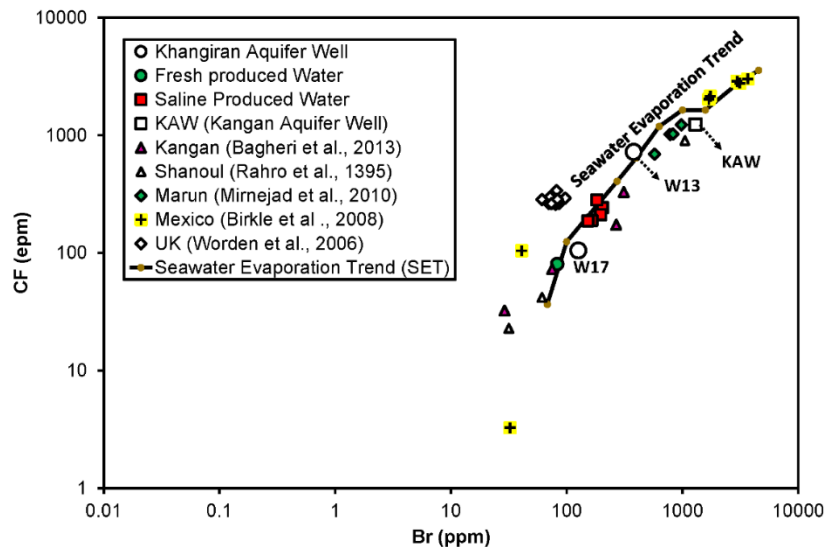
از نمودار ثابت کارپنتر در برابر برم نیز به منظور مشخص نمودن منشأ آب تولیدی استفاده می-شود. این ثابت طبق معادله زیر محاسبه می شود (Moldovanyi and Walter, 1992).

$$\text{Carpenter function (CF)} = \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Sr}^{2+} - \text{So}_4 - \text{HCO}_3^- \quad (2)$$

غلظت‌ها در این معادله برحسب میلی اکی والان بر لیتر می باشد.

خط تبخیر آب دریا به صورت خط ممتد ضخیم در شکل (۴-۲۱) قابل مشاهده می باشد. اگر نمونه‌ها از این خط فاصله بگیرند به معنی اختلاط و یا واکنش‌های بین آب و سنگ در محل است. مقدار ثابت کارپنتر با عواملی مانند رسوب یا انحلال تبخیری‌ها، دولومیتی شدن و یا واکنش‌هایی که حین تبخیر آب دریا رخ می دهد تغییر نمی یابد (Stueber and Walter, 1991). قرار گرفتن نمونه‌ها تقریباً بر روی خط نشانه این است که منشأ شورابه، آب دریای قدیمی تبخیر شده می باشد. منشأ آبها تولیدی شور و شیرین دقیقاً بر روی خط قرار گرفته و نشان از تبخیر آب دریای قدیمی دارد. نمونه‌های دیگر مخازن شانول، کنگان، مکزیک نیز وضعیت قرارگیری شان مشابه مخزن خانگیران می باشد. نمونه ۱۳ نیز روی خط قرار گرفته و نشان از تبخیر آب دریا

قدیمی می‌باشد اما نمونه آبران شور یجه D (۱۷) و نمونه تولیدی مخزن گازی UK با فاصله از خط قرار گرفته و منشأ آب دریای قدیمی تبخیر شده را رد می‌کند.

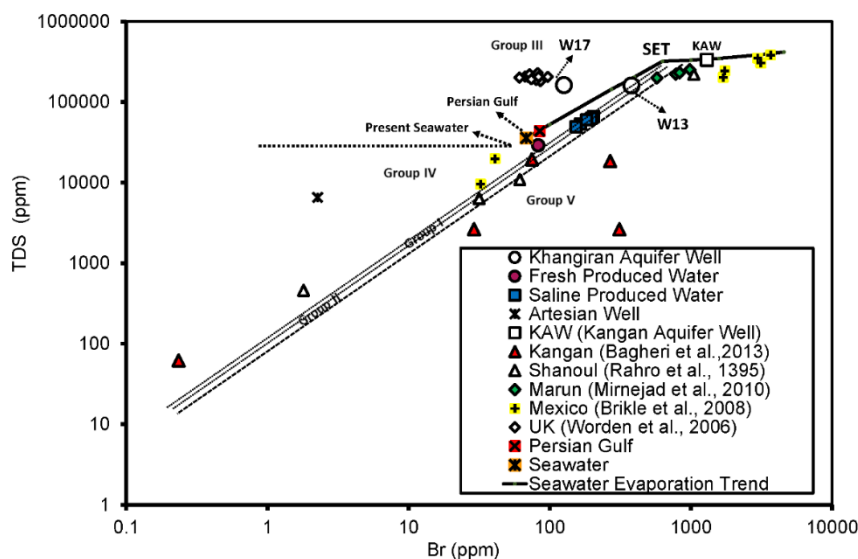


شکل ۴-۲۱) نمودار رابطه ثابت کارپنتر (CF) و غلظت یون برم برای مخازن مختلف ایران و دنیا

۴-۴-۹- نمودار TDS در مقابل برم

نمودار TDS در برابر غلظت یون برم آب نیز به منظور تعیین منشأ کاربرد دارد. آب شور عمیق از نظر مقدار غلظت یون برم به ۵ گروه تقسیم می‌شوند (شکل ۴-۲۲). گروه اول دارای آب با منشأ آب دریاست که با آب شیرین رقیق شده است. گروه دوم رفتاری مشابه گروه اول دارد با این تفاوت که دارای برم بیشتری در TDS ثابت می‌باشد که شاید به خاطر مراحل اولیه دیاژنز باشد. منشأ گروه سوم انحلال نمک است. گروه چهارم مربوط به آب‌های اختلاطی بین آب شیرین و آب حاصل از انحلال نمک می‌باشد. گروه پنجم حاصل اختلاط آب شیرین با آب دریای تبخیر شده (شورابه) است (Rittenhouse and Texas, 1967). در شکل (۴-۲۲) مشاهده می‌شود که شورابه‌های مخزن گاز مورد مطالعه نمونه ۱۷ و مخزن UK در گروه سوم قرار گرفته است و انحلال نمک می‌باشد، که فرضیه‌های قبلی را تایید می‌کند. آبهای تولیدی مخزن مزدوران، نمونه شماره ۱۳ کنگان، شانول، مارون و تعدادی از مخزن مکزیک نیز در گروه پنجم و در مسیر اختلاط آب

شورابه با منشأ دریای تبخیر شده و آب شیرین قرار گرفته‌اند پس علت شوری آب، دریای تبخیر شده می‌باشد که این می‌تواند آب آبران و یا آب بین‌دانه‌ای باشد.

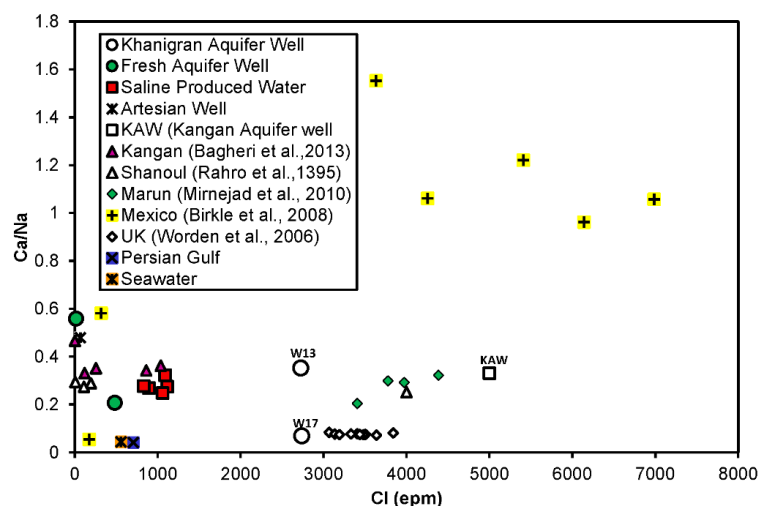


شکل ۴-۲۲) نمودار TDS در مقابل غلظت برم آب‌های تولیدی مخازن مختلف ایران و دنیا

۴-۴-۱۰- رابطه Rb/Li در مقابل Ca/Na

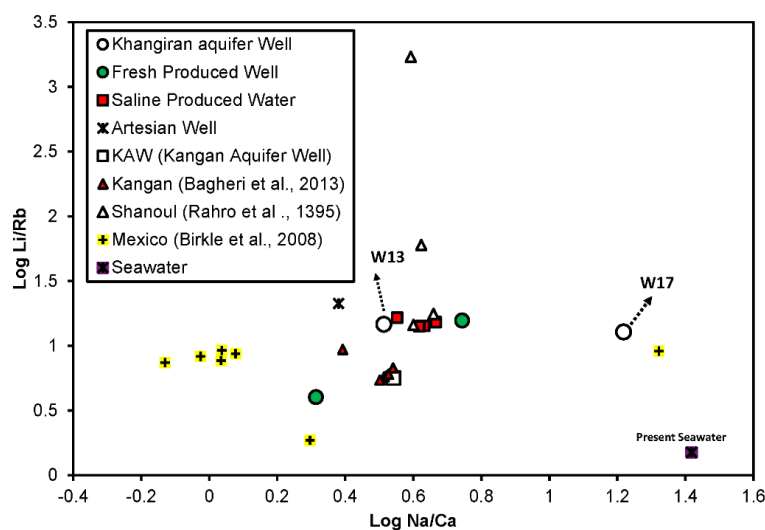
یکی از منشأهای محتمل شوری در مخازن عمیق اثر فیلتر شدن توسط رس‌ها می‌باشد که در ادامه به آن پرداخته می‌شود. برای بررسی این موضوع در آب تولیدی از نمودار نسبت Ca/Na در برابر Cl و رسم نمودار نسبت Rb/Li مقابل Ca/Na استفاده می‌شود (Brikle *et al.*, 2002). در شکل ۴-۲۳ اثر غشایی در شورابه با استفاده از نسبت Ca/Na در برابر Cl مورد بررسی قرار گرفته است. اثر غشایی توسط رس‌ها و شیل به وجود می‌آید. وقتی آب به سمت پایین حرکت می‌کند، شیل‌ها مانعی برای حرکت عناصر بزرگ‌تر ایجاد می‌کنند و برای همین مقدار آن‌ها در آب عبوری از شیل کمتر می‌شود چون توانایی حرکتشان از بین شیل‌ها کمتر است. درباره عناصر سدیم، کلسیم و کلر بدین گونه است که چون اندازه کلسیم بزرگ‌تر از سدیم است، مقداری از کلسیم توسط رس و شیل گرفته می‌شود، پس نسبت کلسیم به سدیم با افزایش شوری زیاد

می‌شود. این اتفاق برای کلر نیز رخ می‌دهد و مقدار کلر افزایش می‌یابد (Kharaka and Tordsen, 1992). در صورت وجود اثر غشایی، روند مثبت در نمونه‌ها انتظار می‌رود؛ اما در شکل روند خطی با شیب ثابت مشاهده می‌شود. که نشانگر عدم اثر غشایی در مخزن مورد مطالعه است. در مخزن کنگان و مارون و Uk نیز این روند مشاهده نمی‌شود. در این مناطق عمده سازندها از جنس تبخیری و کربنات‌ها هستند و به همین دلیل صحت نتایج به دست آمده از طریق این نمودار ثابت می‌شود. به طور کلی، با افزایش شوری آب ورودی، کارایی اثر فیلترشدن غشایی کمتر می‌شود (Kharaka, 1973). اما در منطقه مکزیک روند مثبت در نمونه‌ها آشکار است و تصدیق برای وجود اثر غشایی در این مخازن می‌باشد.



شکل ۴-۲۳) نمودار نسبت Ca/Na در برابر Cl به منظور بررسی اثر فیلترشدن غشایی

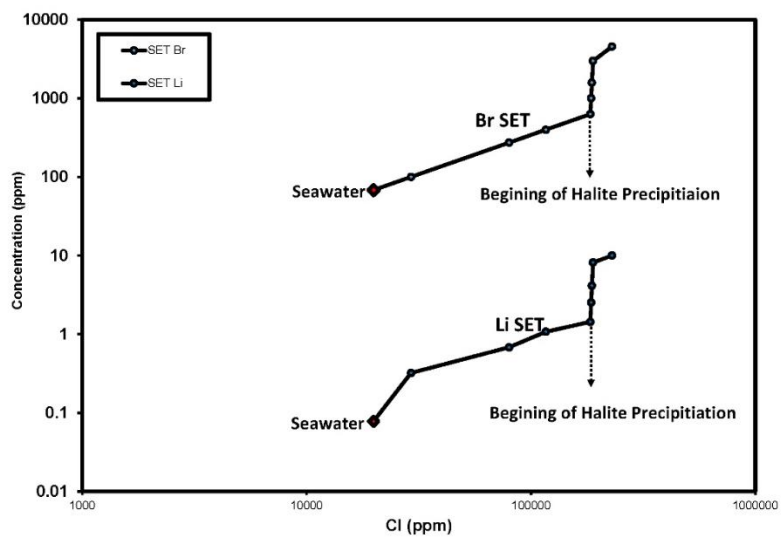
در صورت عمل فیلترشدن (غشایی)، نسبت همراه با نسبت Ca/Na افزایش می‌یابد (Brikle *et al.*, 2002). مقدار Ca/Na نمونه‌های مخزن مزدوران ثابت است و با افزایش Rb/Li مقدار Ca/Na تغییری نکرده است (شکل ۴-۲۴). در نتیجه اثر غشایی نمی‌تواند منشأ شوری آب این مخزن باشد. میدان کنگان نیز با افزایش Ca/Na تغییری در نسبت Rb/Li نشان نداده است. در بعضی نمونه‌های میدان مکزیک افزایش نسبت Rb/Li همراه با نسبت Ca/Na در شکل گویای تاثیر فیلترشدن، غشایی در این منطقه است.



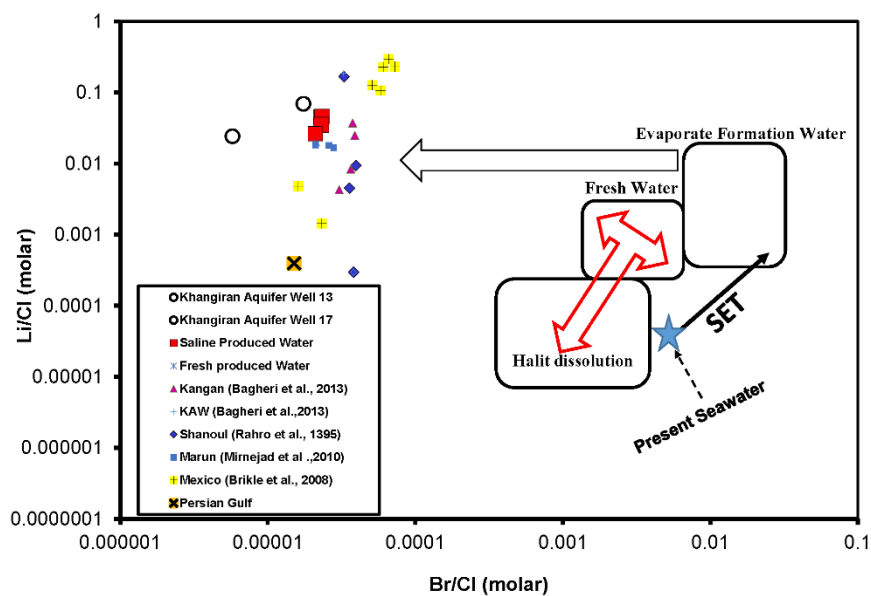
شکل ۴-۲۴) نمودار لگاریتمی لیتیم به روبیدیم در مقابل سدیم به کلسیم در برابر Cl به منظور بررسی اثر غشایی

۴-۴-۱۱- رابطه Li/Cl در مقابل Br/Cl

یکی از یون‌های پایستار دیگر که از آن می‌توان به عنوان ردیاب جهت تعیین منشأ استفاده کرد، یون لیتیم می‌باشد. اگر خط تبخیر استاندارد عناصر برم و لیتیم در برابر کلر رسم گردد؛ تشابه این دو خط مشاهده می‌شود. تفاوت این خطوط در مقدار غلظت لیتیم و برم است. با توجه به این نمودار رفتار لیتیم در طول تبخیر آب دریا با برم مشابه می‌باشد. پس با توجه به اینکه در طول تبخیر آب دریا لیتیم رفتاری مشابه برم در برابر کلر نشان می‌دهد، می‌توان از آن به عنوان یک یون پایستار استفاده کرد. در شکل (۴-۲۶) رابطه Li/Cl در مقابل Br/Cl ترسیم شده است. از این رابطه جهت تفکیک سه منشأ مهم آب دریای قدیمی تبخیر شده، انحلال نمک و آب جوی عهد حاضر استفاده می‌شود. نمونه‌ها با توجه به منشأ شوری متفاوت، در مکان‌های مجزا قرار می‌گیرند (Bagheri *et al.*, 2014) نمونه‌های مخزن مزدوران در محدوده آب دریای تبخیر شده قدیمی قرار گرفته است مخزن کنگان شانول نیز در همین محدوده آب دریای تبخیر شده قرار گرفته‌اند.



شکل ۴-۲۵) نمودار رفتار مشابه عناصر لیتیم و برم در برابر کلر حین تبخیر آب دریا



شکل ۴-۲۶) نمودار نسبت Br/Cl در مقابل Li/Cl به منظور تفکیک منشأ شوری

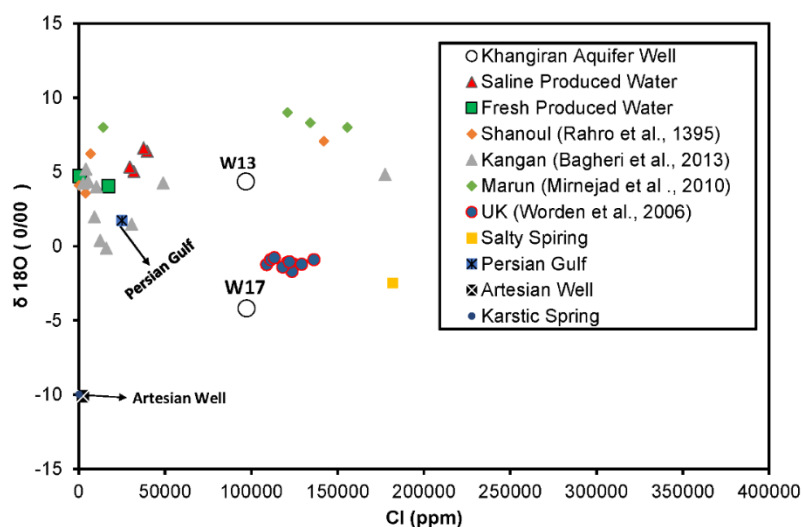
با رسم نمودارهای متعدد فوق و تحلیل و تفسیر آنها، منشأ شوری آب تولیدی مخزن گازی مزدوران و نمونه ۱۳ یکسان بوده احتمال زیاد آب دریای قدیمی تبخیر شده می باشد، و نمونه ۱۷ انحلال نمک را نشان می دهد. با توجه به اینکه آبهای تولیدی حاصل اختلاط آب شور و شیرین هستند، بنابراین می توان بیان کرد که آبهای

تولیدی حاصل اختلاط شورابه‌ای با رفتاری مشابه با آبران شماره ۱۳ و آبهای شیرین درون مخزنی می‌باشند. با توجه به شرایط محیط رسوبی مخزن مزدوران می‌توان بیان کرد که این مخزن در یک محیط لاگونی تشکیل شده است و در محیط لاگونی نیز آب دریای باقی‌مانده، تبخیر شده و شوری آن افزایش یافته است و همزمان با رسوب‌گذاری در بین رسوبات ته‌نشین شده‌اند و تشکیل مخزن و آبران را داده‌اند. پس با استفاده از نتایج زمین‌شناسی می‌توان بیان کرد که آبران زیر مخزن مزدوران نیز همانند آبران شوربجه B (۱۳) می‌تواند منشأ لاگونی و یا همان آب دریای تبخیر شده قدیمی را داشته باشد. بنابراین آب بین‌دانه‌ای موجود در منطقه غیراشباع درون مخزن گاز و آب آبران زیر مخزن گاز هر دو از آب دریای قدیمی نشات می‌گیرند. روش هیدروشیمیایی تنها منشأ اولیه را مشخص می‌نماید. به همین دلیل از روش ایزوتوپی برای بررسی دقیق‌تر تشخیص اینکه آب بین‌دانه‌ای و یا آب آبران منشأ شوری است، استفاده شده است.

۴-۵- روش ایزوتوپی جهت تعیین منشأ آب و شوری آبهای سازندی (آبران‌ها) و

تولیدی

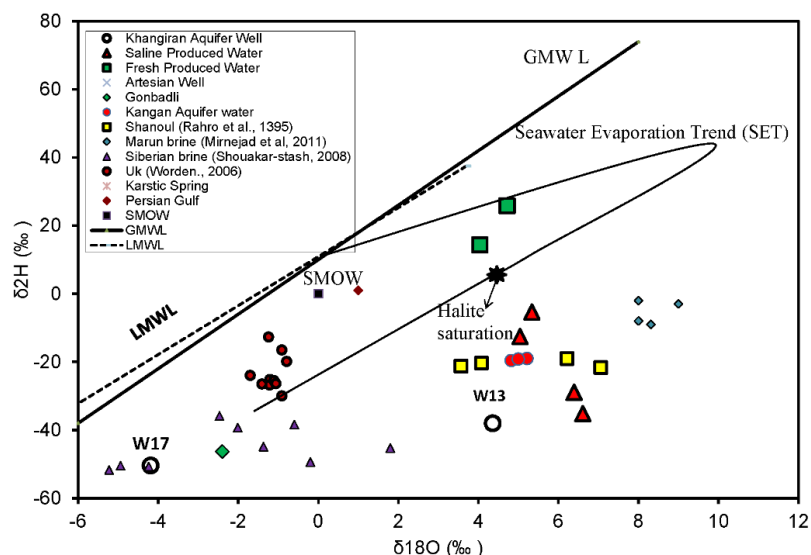
در تحقیقات هیدرولوژی و هیدروژئولوژی آب‌های زیرزمینی، ایزوتوپ‌ها به صورت گسترده‌ای مورد استفاده قرار می‌گیرند. با استفاده از روش هیدروشیمیایی تفکیک منشأ دقیق و مشخص امکان پذیر نمی‌باشد. جهت تشخیص دقیق‌تر بایستی از روش‌های دیگر همچون ایزوتوپی نیز استفاده کرد؛ ایزوتوپ‌های ^{18}O و ^2H یکی از ابزارهای مفید در مطالعه منشأ و تکامل آب‌ها می‌باشند. با مطالعه ایزوتوپی حوضه‌های رسوبی عمیق می‌توان مواردی همچون منشأ آب و محلول، میزان تبادل آب و سنگ، مسیر جریان، دمای هوای قدیمی و سن و زمان ماندگاری سیال قدیمی را بررسی کرد. ترکیب ایزوتوپی آب تولیدی به خصوص ^{18}O توسط عوامل متعددی تغییر می‌کند. شکل ۴-۳۳ رابطه ^{18}O در مقابل کلر را نشان می‌دهد. با افزایش کلر مقدار ^{18}O در نمونه‌های تولیدی مزدوران، شانول و دیگر مخازن تغییر نمی‌کند که دلیلی بر عدم انحلال نمک در منطقه می‌باشد (۴-۲۷).



شکل ۴-۲۷) نمودار رابطه ^{18}O در مقابل کلر

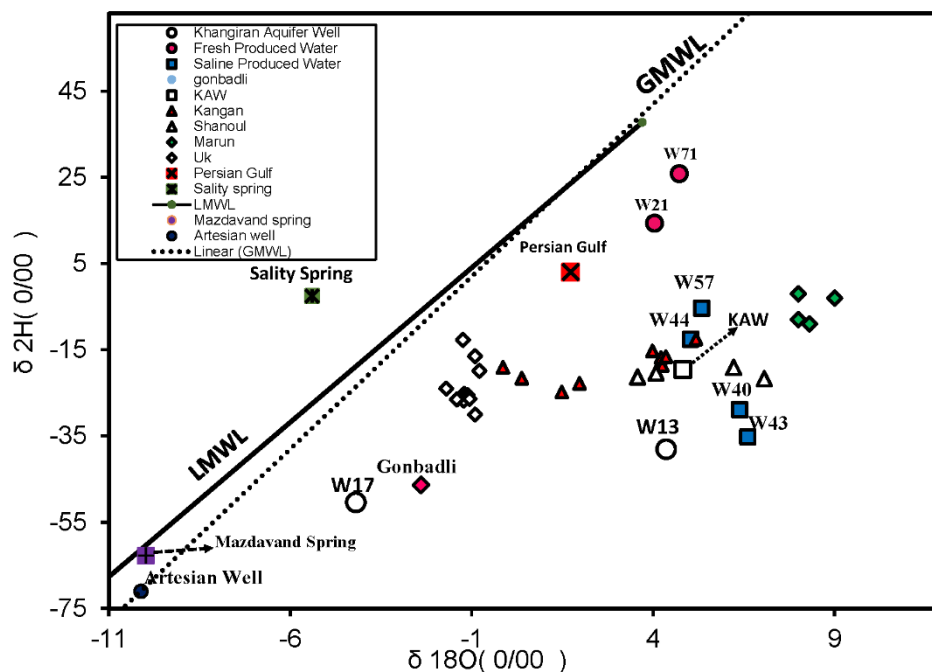
یکی از عوامل مهم در تغییر مقادیر ایزوتوپی، فرآیند تبخیر می‌باشد. تغییرات ایزوتوپی در طول تبخیر آب دریا به صورت خط ممتد (SET) در شکل نشان داده شده است (شکل ۴-۲۸). در فرآیند تبخیر از آب دریا مقدار ایزوتوپی ^{18}O و ^2H تا زمان تبخیر ۲۰ تا ۵۰ درصد آب دریا، اضافه می‌شود. با افزایش تبخیر (افزایش شوری) روند افزایش و تکامل ایزوتوپی در یک مرحله از تبخیر، برعکس شده و مقادیر ایزوتوپی در شورابه‌های باقی‌مانده، کاهش می‌یابد؛ زیرا مقدار اکتیویته آب به علت شوری کاهش می‌یابد. همچنین آبیگری یون‌ها باعث کاهش ایزوتوپی آب باقی‌مانده می‌شود. داده‌های ایزوتوپی نمونه‌های آب تولیدی مخزن مزدوران به همراه مخازن مختلف گاز و نفت دنیا و ایران و خط بارش جهانی (GMWL) در شکل ۴-۲۸ ترسیم شده است. آبی که ترکیب ایزوتوپی آن روی خط جوی قرار می‌گیرد دارای منشأ آب باران می‌باشد و فرآیندهای ایزوتوپی دیگر روی آن تاثیر نداشته است. انحراف از خط آب جوی، ناشی از فرآیندهای ایزوتوپی مختلفی، مانند تبخیر برای یک مدت طولانی، تبادل ^{18}O با کانی کربناته در دمای بالا، تبادل $\delta^2\text{H}$ با هیدروکربن H_2S و کانی‌های هیدراته شده، آب زدایی رس‌ها در حین فشرده شدن، هیدراته شدن انیدریت و اختلاط با آب‌های جوی (باران) می‌باشد. این فرآیندها در بیشتر موارد روی رابطه بین $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^2\text{H}$ اثر می‌گذارند؛ پس موقعیت نقاط به شناخت نوع فرآیند کمک

می‌کند. همه نقاط مربوط به شورابه تولیدی مخازن نفت و گاز، در سمت راست خط بارش جهانی و تقریباً در مسیر خط (SET) قرار گرفته‌اند. آب جوی معمولاً روی خط GMWL قرار می‌گیرند. اگر منشأ شوری انحلال گنبد نمکی باشد داده روی خط بارش قرار می‌گیرند (Clark and Fritz, 1977). نمونه مربوط به گنبد نمکی بر بالای خط جوی قرار گرفته است. شورابه‌هایی که منشأ آب دریا تبخیر شده قدیمی دارند، از نظر ایزوتوپی خیلی فقیرتر و یا غنی‌تر نسبت به آب جوی عهد حاضر می‌باشند (White, 1957). اگر آب تحت تاثیر تبخیر قرار بگیرد، انحرافی را از خط آب جوی نشان می‌دهند که در این صورت بسته به میزان تبخیر، انحراف شیب خط تغییر می‌کند. اگر آب دریا و یا حتی آب جوی تحت تاثیر تبخیر قرار گیرد، مقدار ایزوتوپی آن بسته به میزان تبخیر می‌تواند از کمتر یا حتی بیشتر از آب اولیه (آب جوی یا دریای عهد حاضر) گردد. اگر آب باقی‌مانده حاصل تبخیر خیلی زیاد باشد، مقدار ایزوتوپی خیلی کمتر از عهد حاضر می‌شود و ممکن است نزدیک خط بارش و در مقدار ایزوتوپی منفی‌تری قرار گیرد، همانند نمونه‌های منطقه UK یا سیبری که در مسیر خط SET ولی در نزدیکی خط بارش قرار گرفته‌اند.



شکل ۴-۲۸) نمودار نمایش تغییرات ایزوتوپ دوتریم در برابر ^{18}O در طول تبخیر آب دریا (SET) نمونه‌های آب

تولیدی مخازن مختلف ایران و دنیا



شکل ۴-۲۹) نمودار نمایش تغییرات ایزوتوپ دوتریم در برابر ^{18}O نمونه‌های آب تولیدی مخازن مختلف ایران و دنیا

با توجه به شکل ۴-۲۹ نمونه‌های آب تولیدی شور مخزن مزدوران در مسیر خط تبخیر آب دریا پلات شده‌اند که نشانگر این است که مهم‌ترین منشأ آن‌ها، آب دریای قدیمی تبخیر شده بعد از مرحله رسوب نمک بوده که نتایج روش هیدروشیمیایی را تایید می‌کند. نمونه‌های شور و شیرین مربوط به مخزن خانگیران در سمت راست نمونه آبران شماره ۱۳ قرار گرفته است. پس اگر آب آبران زیر مخزن بخواهد منشأ شوری باشد و با آب شیرین درون مخزن مخلوط شده باشد باید سمت راست نمونه‌های شور قرار بگیرد تا در مسیر خط اختلاط قرار گرفته باشد. با این وجود منشأ شوری آب آبران شوربجه B (۱۳) نبوده و احتمالاً آب‌های بین‌دانه‌ای شور که در مخزن قرار دارند منشأ شوری هستند که در اثر برداشت گاز و افت فشار در مخزن از درون حفرات ریز به درون چاه همراه با گاز رانده شده و باعث افزایش شوری آب‌های تولیدی شده است. مقدار ایزوتوپی آب بین‌دانه‌ای احتمالاً از نظر $\delta^{18}\text{O}$ مثبت‌تر بوده و اگر آنالیز می‌شد در سمت راست نمونه‌های مخزن خانگیران قرار می‌گرفت. دلیل غنی‌تر بودن آن نیز می‌تواند حجم کم این آب

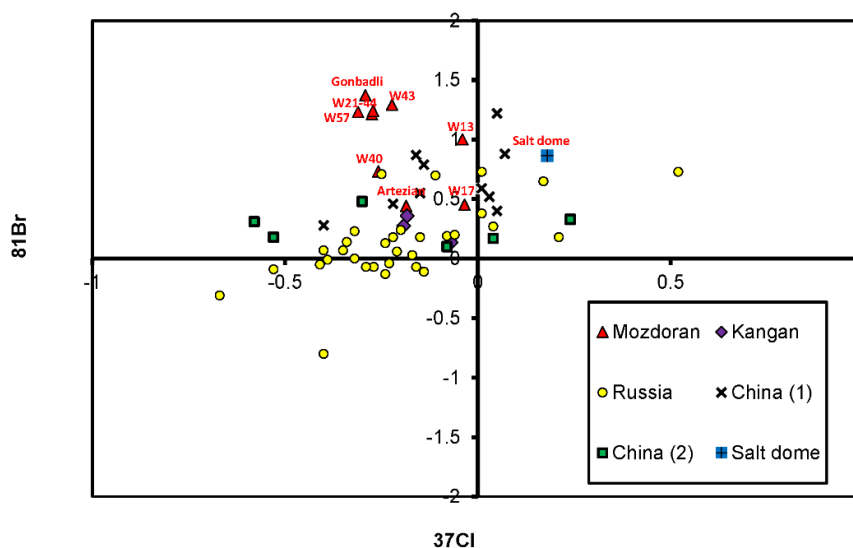
باشد که در تماس با سنگ آهک قرار گرفته است و در مقایسه با آبران حجم کمتری دارد؛ پس تاثیرپذیری در اثر تبادل ایزوتوپی با سنگ بیشتر بوده است. نمونه‌های مخزن شانول، کنگان، مارون و UK نیز رفتاری مشابه شانول نشان می‌دهند. البته برای اثبات این فرضیه که آب بین‌دانه‌ای منشأ شوری است بایستی آبران زیر مخزن مزدوران نیز نمونه‌برداری صورت گیرد تا رفتار هیدورشمیایی و ایزوتوپی آن مشخص گردد. همچنین حجم تولید آب زیاد از چاه‌ها و همچنین هجوم آب شور به چاه‌های از زیر احتمال منشأ بودن آبران بعنوان منشأ شوری در کنار آب بین دانه‌ای می‌باشد.

۴-۶- ایزوتوپ‌های ^{37}Cl و ^{81}Br

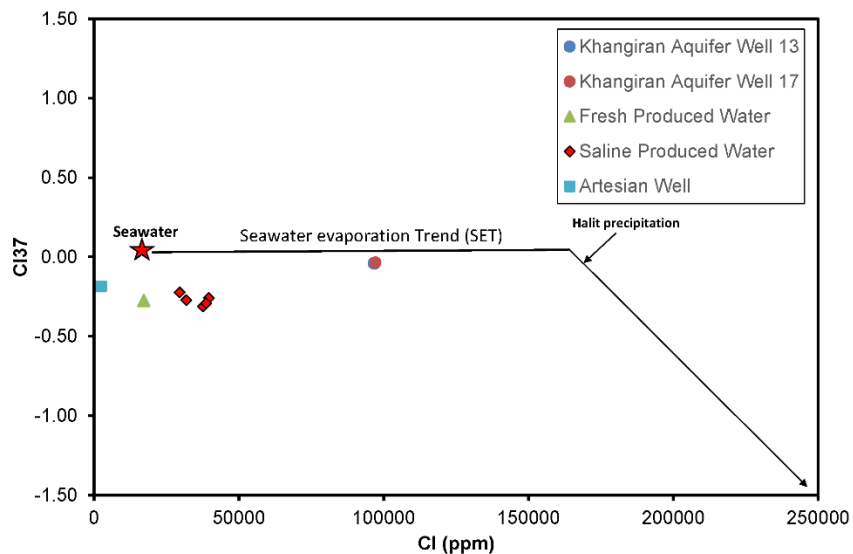
ایزوتوپ پایدار $\delta^{37}\text{Cl}$ از محلول‌های مختلف به طور گسترده‌ای برای تعیین منشأ شوری استفاده شده است. مقدار $\delta^{37}\text{Cl}$ دریایی تبخیر شده و آب‌های تحت تاثیر انحلال هالیت به ترتیب از $-0/9\%$ به $0/00\%$ و $0/0\%$ است (Chen *et al.*, 2014). نمونه‌های مخزن مزدوران همگی در بازه $0/0\%$ تا $-0/9\%$ قرار دارند که نشان از آب دریای تبخیر شده قدیمی است. نمونه‌های مخزن کنگان در محدود $-0/07\%$ تا $0/18\%$ قرار گرفته است که در محدوده آب دریای قدیمی تبخیر شده قرار دارد (شکل ۴-۳۰ و ۴-۳۱).

مقادیر $\delta^{81}\text{Br}$ در محدوده $+0/08\%$ تا $1/27\%$ در ۱۱ نمونه آب سازندی میدان نفتی در نروژ اندازه‌گیری شده است (Eggenkamp and Coleman 200; Shouakar-Stash *et al.*, 2007). نمونه‌های مخزن مزدوران نیز در همین بازه قرار گرفته‌اند. مقادیر $\delta^{81}\text{Br}$ در آب‌های تشکیل شده که از دریای تبخیر شده و انحلال هالیت حاصل می‌شود، به ترتیب $-0/31\%$ تا $0/27\%$ و $0/62\%$ به $0/88\%$ است. این محدوده‌ها برای تعیین منبع شوری در این تحقیق استفاده شده است. نمونه‌های سرچاهی مخزن مزدوران بین $1/37\%$ تا $1/73\%$ قرار گرفته و نمونه‌های آبران ۱۳ و ۱۷ به ترتیب ۱ و $0/45\%$ اندازه‌گیری شده است که ظاهراً در بازه انحلال نمک قرار می‌گیرد. با توجه به اینکه مطالعات بر روی ایزوتوپ $\delta^{81}\text{Br}$ خیلی کم صورت گرفته و در ابتدای کار می‌باشد، احتمالاً هنوز محدوده مشخصی برای فرآیندهای مختلف پیشنهاد نشده است و این نتایج نیز اشتباه

نمی‌باشد. ولی بایستی کار تکمیل‌تری صورت گیرد تا تفسیر بهتری برای نتایج بدست آید. مطالعات انجام شده نشان داد که هرچه آب شورتر باشد مقدار ^{37}Cl بیشتر نیز در اثر انحلال نمک می‌توانند داشته باشد. اما میزان یون برم در آب فاصله از انحلال نمک نیز کمتر می‌باشد؛ بنابراین انتظار می‌رود که مقدار غلظت ایزوتوپ ^{81}Br کمتری نیز در آب حاصله از انحلال نمک وجود داشته باشد و آب حاصل از شورابه‌های نفتی با مقدار برم بیشتری دارای غلظت ایزوتوپی ^{81}Br بیشتری باشد که این در مورد نمونه‌های منطق مورد مطالعه صدق می‌کند. برای اثبات آنها نیاز به مطالعات بیشتر می‌باشد (شکل ۴-۳۰ و ۴-۳۱). نمونه‌های مخزن روسیه و چین نیز انحلال نمک را نشان می‌دهد. همچنین برای درک بهتر یک نمونه از گنبد نمکی نیز در نمودار پلات شده است و با توجه به مقادیر و موقعیت آن در روی شکل نشان از انحلال نمک دارد.

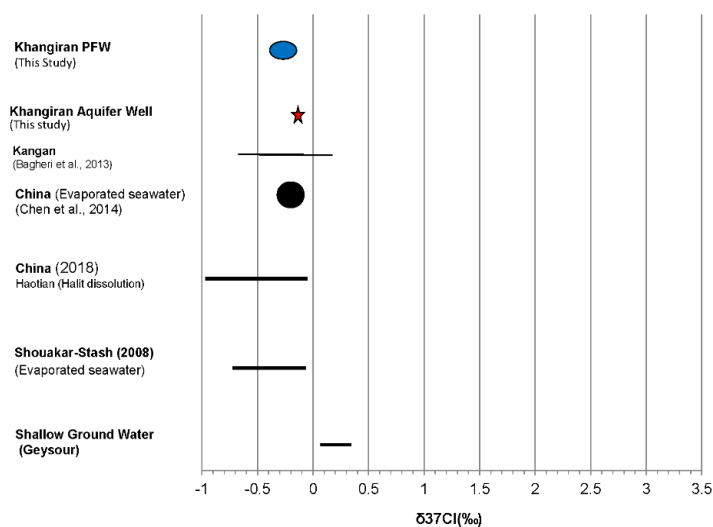


شکل ۴-۳۰ نمودار ^{37}Cl در مقابل ^{81}Br

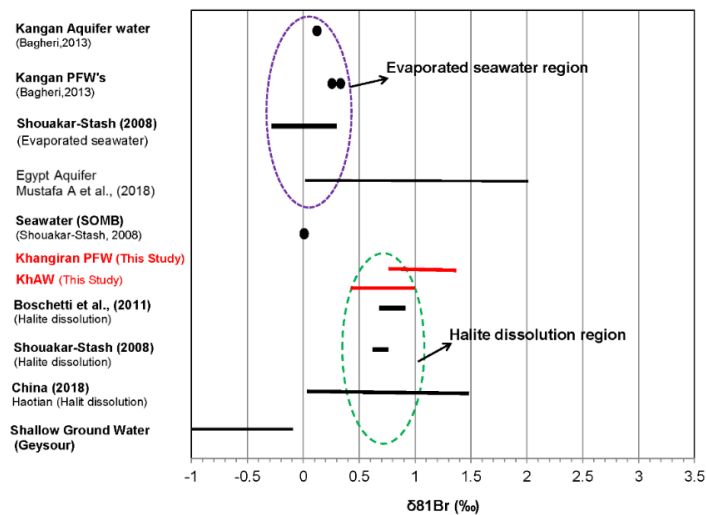


شکل ۴-۳) نمودار ^{37}Cl در مقابل Cl

بطور کلی می‌توان بیان کرد که ^{37}Cl در نمونه‌های مخزن مزدوران تحت تاثیر انحلال نمک قرار نگرفته‌اند و از آبی نشات گرفته‌اند که آن نمک در حال رسوب کردن می‌باشد. همچنین ممکن است تحت تاثیر واکنش آب با سنگ قرار گرفته باشد که باعث کاهش و منفی شدن مقدار ^{37}Cl شده است. مقادیر دیگر مخازن کار شده در دنیا نیز شبیه به مخزن مزدوران می‌باشد. اما در مورد ^{81}Br اظهار نظر کمی سخت است. احتمالاً در این منطقه احیا شدن رخ داده که باعث مثبت شدن ^{81}Br نسبت به سایر نقاط دنیا شده است.



شکل ۴-۳) محدوده کلر ۳۷ در میدان گازی خانگیران و دیگر مخازن دنیا



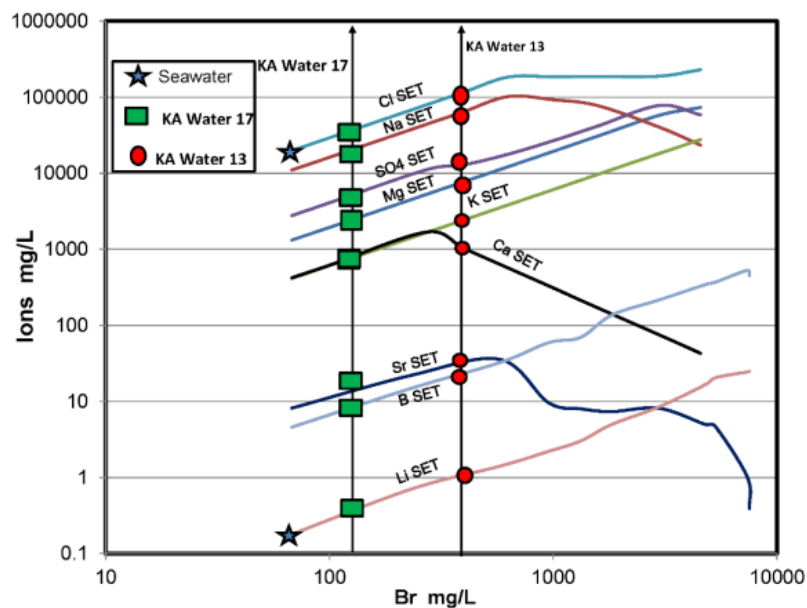
شکل ۴-۳) محدوده برم ۸۱ در میدان گازی خانگیران و دیگر مخازن دنیا

۴-۷- تکامل ژئوشیمیایی و ایزوتوپی آب تولیدی و آب آبران مخزن گاز مزدوران:

ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی آب سازندی در حوضه‌های رسوبی در طی زمان بر اثر فرآیندهای مختلفی دچار تغییر می‌شود. در این بخش به توضیح فرآیندهای متفاوتی که باعث تغییر غلظت هر عنصر گردیده است پرداخته می‌شود.

آب دریای تبخیر شده قدیمی از زمان دفن تا حال حاضر در تماس با سنگ و سازندهای مختلف بوده است. در طی این زمان ممکن است خصوصیات اولیه آب تغییر یافته و دچار تبادل با سنگ شده باشد؛ شیمی آب تولیدی مخازن نفت و گاز در طول زمان می‌تواند به وسیله فرآیندهای تبخیر و واکنش‌های دیاژنتیک ثانویه مانند واکنش بین آب-سنگ (دولومیتی شدن، آلبیتی شدن پلاژیوکلاز، ایلیتی شدن اسمکتیت، رسوب یا انحلال کانی‌های سولفات، رسوب کربنات‌های حاوی منیزیم زیاد) و یا واکنش بین آب و گاز دچار تغییر گردد (Sanders 1991). منشأ اولیه شورابه چاه ۱۳ مخزن مزدوران، آب دریای تبخیر شده و شورابه چاه ۱۷ انحلال نمک تشخیص داده شده است. جهت تشخیص ترکیب اولیه منشأ و فرآیندهای احتمالی تغییر ترکیب شیمیایی شورابه‌ها، از یون‌های پایستار استفاده می‌شود. عناصر لیتیم و برم در طی زمان کمتر از عناصر دیگر وارد واکنش‌های شیمیایی می‌شوند و غلظت آن‌ها طی تبخیر دریا کمتر دچار تغییر می‌شود

(Bagheri et al. 2013). برم یک یون پایستار بوده و از محلول به راحتی حذف نمی‌شود و به دلیل داشتن شعاع یونی بزرگ، وارد واکنش‌های شیمیایی نمی‌شود؛ پس در بررسی تکامل ژئوشیمیایی مورد استفاده قرار می‌گیرد. این عنصر، بیشتر از بقیه یون‌ها خاصیت منشأ اولیه خود را حفظ می‌کند (Birkle et al 2009).



شکل ۴-۳۴) روند غلظت یون‌های مختلف در طول تبخیر آب دریا

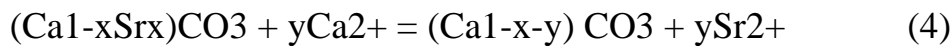
غلظت یون برم در دو نمونه آبران منطقه مورد مطالعه بصورت خطوط عمودی در شکل ۴-۳۴ ترسیم شده است. اگر ترکیب شیمیایی آب شور سازندی در طول زمان تغییر نکرده باشد، بایستی غلظت یون‌های موجود در نمونه‌ها، برابر با آب دریای تبخیر شده باشند. برای بررسی تغییرات مقدار ترکیب شیمیایی آب شور سازندی مخزن مزدوران نسبت آب دریای تبخیر شده اولیه در طول زمان از نسبت غلظت نرمال شده عنصر برم در رابطه (3) استفاده می‌شود (Sanders 1991):

$$Br-NCR = (X_b / Br_b) / (X_{sw} / Br_{sw}) \quad (3)$$

که در این فرمول X_b غلظت یون مورد نظر در نمونه، Br_b مقدار غلظت یون برم در نمونه، X_{sw} غلظت یون مورد نظر در آب دریا و Br_{sw} مقدار غلظت یون برم در آب دریا برحسب میلی‌گرم در لیتر می‌باشد. اساس این

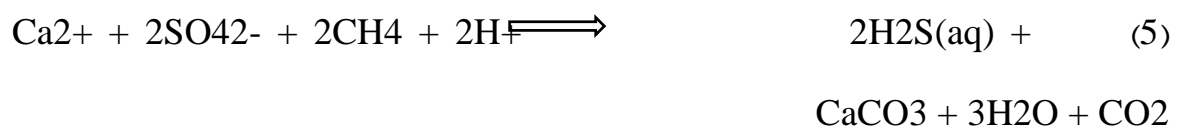
فرمول بر این است که، برم یک عنصر پایستار بوده و وارد واکنش‌ها و تبادل کاتیونی نشده و رسوب نمی‌کند. این عنصر از طریق تبخیر آب دریا می‌تواند تلغیظ گردد. مقادیر نسبت غلظت نرمال شده عنصر برم نسبت به آب دریای قدیمی تبخیر شده برای یون‌های مختلف در نمونه آبهای تولیدی چاه‌های شور و ۲ نمونه گرفته شده از آبران میدان خانگیران به صورت نمودار میله‌ای ترسیم شده است (شکل ۴-۳۵). اگر غلظت یک عنصر در آب دریا و شورابه‌های نفتی تغییر نکرده باشد و یا علت تغییر آن تبخیر باشد، نسبت Br-NCR برابر با یک می‌شود؛ ولی اگر نسبت Br-NCR بیشتر از یک باشد، نشانگر وجود فرآیندهای غیر از تبخیر بوده که باعث افزایش غلظت عنصر شده است و اگر کمتر از یک بود، نشانگر کاهش غلظت آن عنصر می‌باشد. عناصر استرانسیم، ید، لیتیم، کلسیم و روبیدیم نمونه‌ها بیشتر و منیزیم و سولفات و تا حدودی سدیم کمتر از مقدار منشأ اولیه خود می‌باشند. هر عنصر مقادیر متفاوتی از افزایش و یا کاهش در نمونه‌های مختلف نشان داده است که به دلیل تفاوت در شوری نمونه‌ها است. غلظت کاتیون‌ها به خصوص کاتیون‌های چند ظرفیتی بستگی به منشأ آب و پدیده‌های شیمیایی، فیزیکی و بیولوژیکی دارد که این پدیده‌ها می‌توانند باعث افزایش یا کاهش غلظت کاتیون‌ها گردند. یون لیتیم به طور معمول در تمامی شورابه‌های نفتی-گازی دارای غلظت بالایی می‌باشد که در اثر افزایش حرارت و گذشت زمان در مخزن عمیق در طی تبادل کاتیونی با پتاسیم، سدیم و منیزیم در رس‌ها و کانی‌های سیلیکاته آزاد شده است. غلظت لیتیم در رسوبات مختلف از حدود ۱ میلی‌گرم در سازندهای کربناته تا حدود ۱۰۰ میلی‌گرم در رسهای پلاژیک می‌باشد. این عنصر خاصیت حلالیت بالایی دارد و با افزایش حرارت غلظت آن بیشتر و غلظت منیزیم کمتر می‌شود. به همین دلیل از نسبت Li/Mg به عنوان یک ژئوترمو متر شیمیایی نیز در مطالعات استفاده می‌گردد (White 1957; Chan et al. 2002; Birkle et al. 2009; Marion et al 2009). بنابراین منشأ لیتیم اضافه شده در شورابه مخزن گاز مورد مطالعه، می‌تواند وجود بین لایه‌های رسی درون سازند کربناته مزدوران باشد. غلظت استرانسیم در نمونه‌های آب شور سازندی نیز نسبت به منشأ اولیه خود افزایش یافته است که علت آن می‌تواند تبدیل آراگونیت به کلسیت و یا انحلال کانیهای سلسنتین و یا استرونیسیانیت عنوان کرد. این کانی‌ها در اوایل تبخیر آب دریا تشکیل می‌شوند. با انحلال آنها، استرانسیم موجود در شبکه بلوری آزاد می‌گردد

(Parkhurst and Appello, 2013). مقدار استرانسیم در آراگونیت بیشتر از غلظت این عنصر در کانی کلسیت می‌باشد. در اثر دیاژنز کربنات‌ها و تبدیل آراگونیت به کلسیت، استرانسیم که در شبکه کریستال‌های آراگونیت است آزاد شده و باعث غنی شدن شوره از استرانسیم می‌شود (Kharaka and Hanor, 2004; McIntosh et al. 2004):



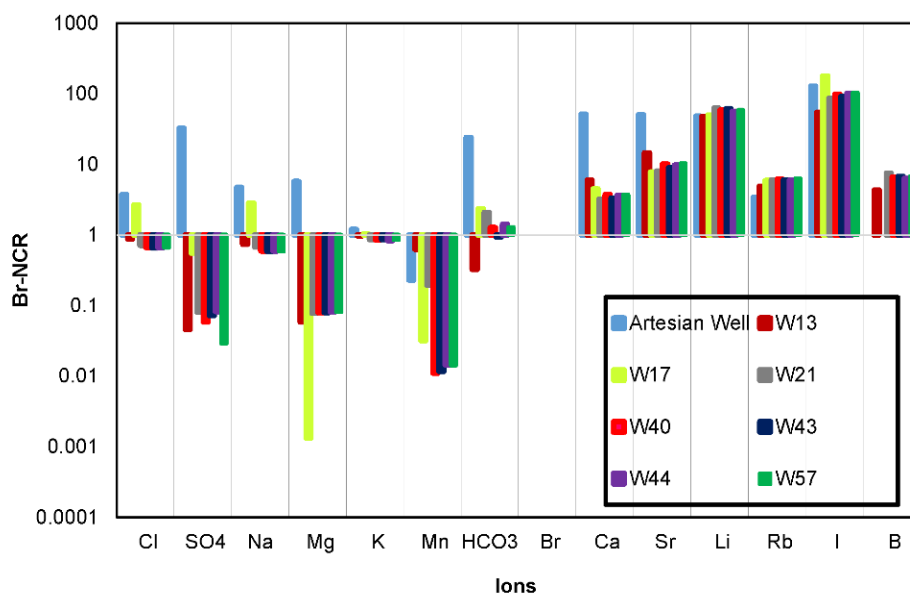
مقدار غلظت یون ید نیز نسبت به منشأ اولیه خود در منطقه مورد مطالعه افزایش یافته است که این در تمامی آبهای سازندی صادق است (Worden 1996). منشأهای کمی همچون مواد ارگانیکی سنگهای رسی و هیدروکربورها می‌توانند باعث افزایش ید شده باشند. به احتمال زیاد عنصر یون در دماهای بالا در مخزن مزدوران در طی فروپاشی مواد ارگانیکی افزایش یافته است. مقدار پتاسیم به مقدار خیلی کمی نسبت به منشأ اولیه خود کاهش یافته است. تعادل فلدسپارها نشان می‌دهد که مقدار پتاسیم تا زمانی که دما خیلی بالاست، نمی‌تواند زیاد باقی بماند و در تشکیل ایلیت مصرف می‌شود (Richter and Kreitler 1993). معمولاً غلظت پتاسیم در شوره نفتی در مقایسه با آب دریا کم می‌باشد که به دلیل تشکیل ایلیت و پتاسیم فلدسپارها می‌باشد. در کل ایلیتی شدن اسمکتیت و کائولینیت و واکنش کانی رسی دارای پتاسیم کم، برای تشکیل پتاسیم فلدسپارها، باعث کاهش پتاسیم می‌شود. این عمل بیشتر در سنگ‌های سیلیکاته مشاهده می‌شود (Vengosh et al. 1999; Boschetti et al. 2011). در شکل ۴-۳۶ مقادیر نسبت Cl/Br در مقابل K/Cl ترسیم گردیده است. روند رسوب و انحلال پتاسیم-فلدسپارها، ایلیتی شدن و ایلیتی شدن نیز در نمودار مشخص شده است. در این نمودار مشاهده می‌شود که مقدار پتاسیم نسبت به آب دریا خیلی کم تغییر کرده است قرارگیری نمونه‌ها بر روی خط (SET) نیز نشانگر عدم واکنش‌های بین آب-سنگ می‌باشد. در مخزن کنگان و شانول نیز این روند صادق است؛ اما شوره مخزن مارون کاهش پتاسیم بیشتری نسبت به دو مخزن قبل دارد؛ قرارگیری نقاط این مخزن نشانگر رسوب پتاسیم فلدسپار و ایلیتی شدن می‌باشد. مخزن مکزیکی نیز رفتاری مشابه با

مخزن مارون در ایران دارد. مقدار Br-NCR برای یون سولفات در نمونه‌های آب سازندی مخزن مزدوران کمتر از ۰/۱ است که نشانگر کاهش خیلی زیاد سولفات نسبت به آب دریای تبخیر شده قدیمی (منشأ اولیه) است (شکل ۴-۳۵). فرآیند احیای سولفات توسط باکتری‌های کاهنده و تبدیل به گاز H₂S در عمق حدود ۳ کیلومتری و دمای بالای ۸۰ درجه در حضور متان در مخزن مزدوران احتمالاً رخ داده است. این باکتری‌ها اکسیژن مورد نیاز را از بنیان‌ها SO₄ تامین کرده و گوگرد آزاد می‌نمایند.

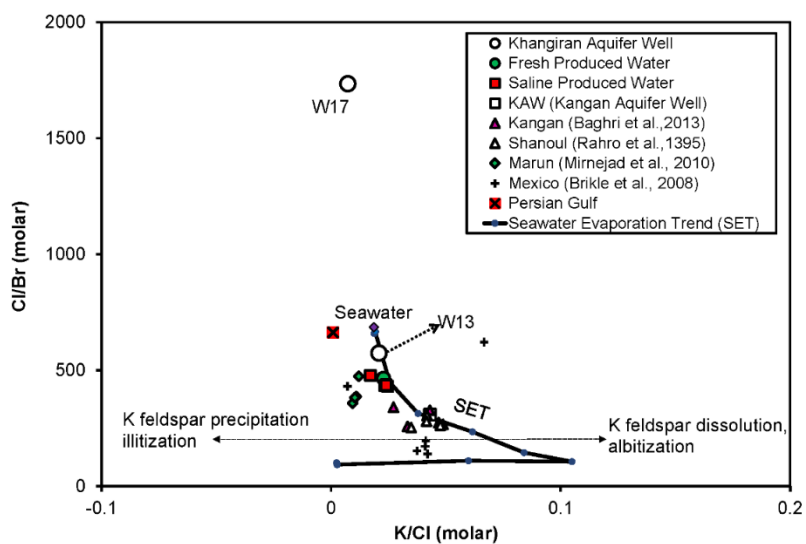


همچنین دولومیتی شدن آراگونیت و کلسیت به وسیله شورابه‌های غنی از منیزیم باعث آزاد شدن کلسیم می‌گردد. این کلسیم با سولفات ترکیب شده و تشکیل رسوب بیشتر ژیپس یا انیدریت را می‌دهد و باعث کاهش سولفات می‌گردد (Butler 1970; Shouakar-Stash, 2008; Gultekin *et al.* 2011). در مخزن مزدوران بین لایه‌های تبخیری وجود دارد. به طور کلی طی واکنش‌های آب و گاز مقدار ید و منگنز افزایش و سولفات آب، کاهش می‌یابد.

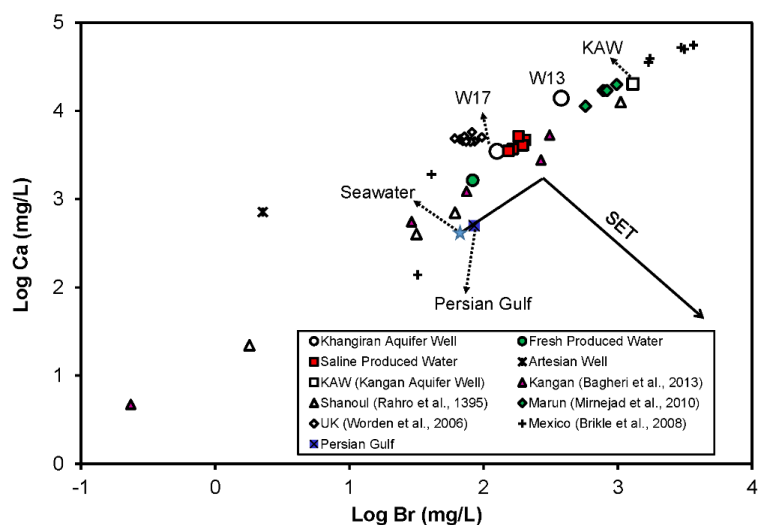
مقدار Br-NCR برای یون کلسیم در نمونه‌های آب سازندی مخزن مزدوران بیشتر از حدود ۵ و برای منیزیم کمتر از حدود ۰/۰۱ است. این پارامتر (شکل ۴-۳۵) و همچنین رابطه تبخیر آب دریا (شکل ۴-۳۵) نشانگر افزایش خیلی زیاد کلسیم و کاهش منیزیم نسبت به آب دریای تبخیر شده قدیمی (منشأ اولیه) است. بنابراین افزایش غلظت کلسیم تنها با فرآیند تبخیر آب دریا قابل توجیح نمی‌باشد. همانطور که در شکل ۴-۳۷ مشاهده می‌شود، کلسیم تا زمان اشباع کلسیت در آب دریا تغلیظ شده و بعد از رسیدن آب به درجه اشباع، به علت تشکیل کلسیت و ژیپس، غلظت آن کم شده است.



شکل ۴-۳۵) نمودار از دیدار یا کمبود بعضی یون‌ها نسبت به آب دریای قدیمی



شکل ۴-۳۶) نمودار نسبت Cl/Br در مقابل K/Cl



شکل ۴-۳۷) نمودار تغییرات غلظت کلسیم نسبت به برم در آب‌های تولیدی مخازن گازی مختلف

قرار گرفتن نمونه‌ها بالاتر از خط استاندارد تبخیر آب دریا (SET) نشان دهنده وجود کلسیم بیش از حد انتظار در نمونه‌ها است که علت این امر واکنش‌های آب-سنگ مانند آلبیتی شدن فلدسپار پلاژیوکلاز و یا دولومیتی شدن کلسیت می‌تواند باشد (Sanders 1991; Hanor 1987; Ford 2007). نمونه‌های مربوط به مخازن گازی مارون، کنگان، شانول، مکزیک و انگلستان هم تقریباً رفتار مشابه مخزن مزدوران را نشان می‌دهند. برای مشخص نمودن نوع واکنش آب-سنگ، از رابطه بین مقدار کلسیم اضافی و کمبود سدیم و منیزیم نسبت به آب دریا طبق روابط زیر استفاده شده است (Davisson and Criss 1996; Haotian *et al* 2018).

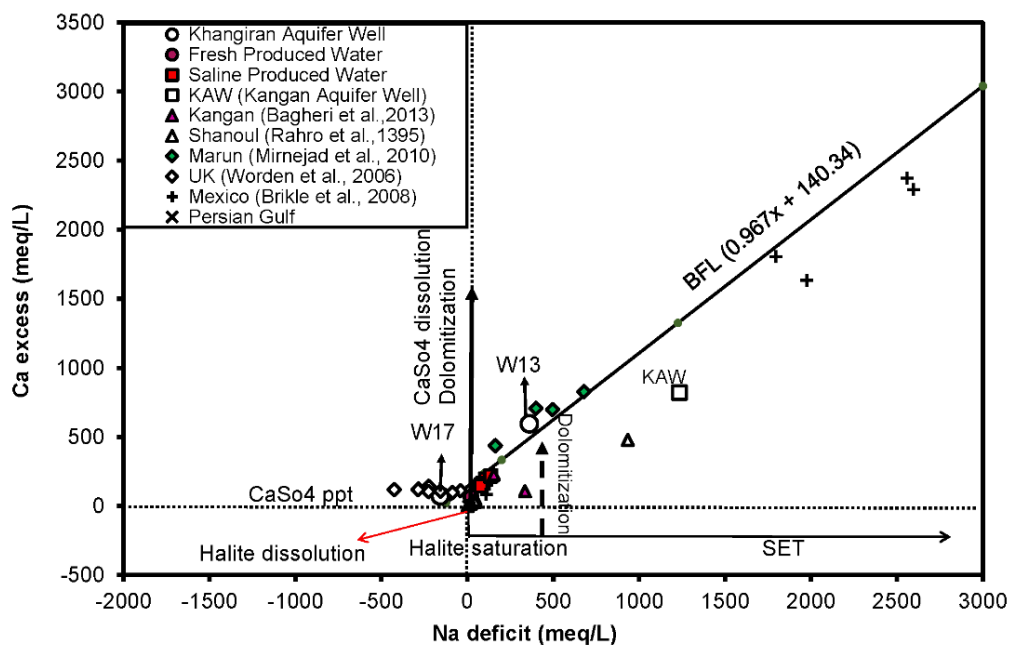
$$Ca_{\text{excess}} = [Ca_{\text{meas}} - ((Ca/Cl)_{\text{SW}} \times Cl_{\text{meas}})] \times (2/40.08) \quad (6)$$

$$Na_{\text{deficit}} = [((Na/Cl)_{\text{SW}} \times Cl_{\text{meas}}) - Na_{\text{meas}}] \times (1/22.99) \quad (7)$$

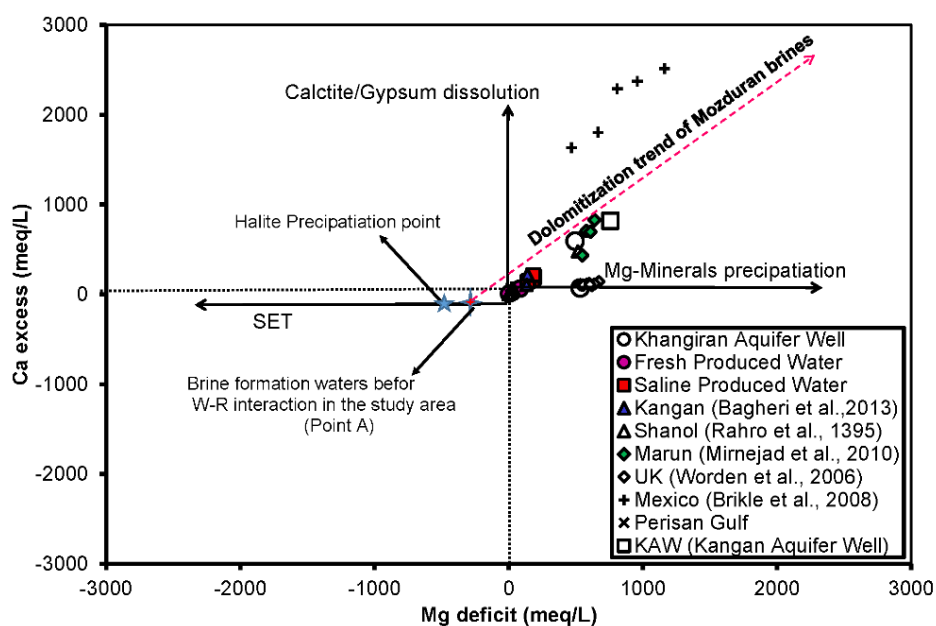
$$Mg_{\text{deficit}} = [(Mg/Cl)_{\text{SW}} \times Cl_{\text{meas}} - Mg_{\text{meas}}] \times (2/24.3) \quad (8)$$

Ca_{excess} مقدار کلسیم اضافی نسبت به منشأ اولیه (آب دریای قدیمی تیخیر شده)، Ca_{meas} غلظت کلسیم موجود در نمونه، Ca_{SW} غلظت کلسیم آب دریا، Cl_{SW} غلظت کلر آب دریا، Cl_{meas} غلظت کلر نمونه، Na_{deficit} مقدار کاهش سدیم نسبت به منشأ اولیه، Na_{SW} مقدار سدیم در آب دریا، Na_{meas} غلظت سدیم در نمونه، Mg_{deficit} مقدار کاهش منیزیم نسبت به منشأ اولیه، Mg_{SW} غلظت منیزیم در آب دریا و Mg_{meas} غلظت

منیزیم نمونه بر حسب meq/L می‌باشد. مقدار کلسیم اضافی و کمبود سدیم و منیزیم نسبت به آب دریا طبق روابط بالا محاسبه و در شکل ۴-۳۸ نشان داده شده است. خط BFL که نشانگر روند کلی بهترین خط عبوری از بین حدود ۸۰۰ داده Ca_{excess} در مقابل $Na_{deficit}$ مربوط به سیالات با شوری 1000–300000 mg/L در محیط‌های قاره‌ای عمیق می‌باشد، در نمودار ۴-۳۸ نشان داده شده است. این خط نشان دهنده آلبیتی شدن آب دریای اولیه است. خط مربوط به مسیر انحلال هالیت و ژپس و رسوب ژپس و فرآیند دولومیتی شدن و روند تبخیر آب دریا (SET) نیز مشخص شده است. غلظت سدیم به دلیل تبادل کاتیونی با لیتیم و یا کلسیم ممکن است کاهش یابد (Davisson and Criss 1996). در طی فرآیند تبخیر آب دریای قدیمی، مقدار سدیم و کلسیم کاهش پیدا می‌کنند (خط SET در شکل ۴-۳۸). اما قرارگیری نمونه‌های مخزن مزدوران در بالای خط استاندارد تبخیر آب دریا و بالای خط BFL نشانه منشأ دریای تبخیر شده است که در طی گذشت زمان در آن عمل دولومیتی شدن نیز اتفاق افتاده است و مقدار کلسیم بیشتر از روند تبخیر شده است.



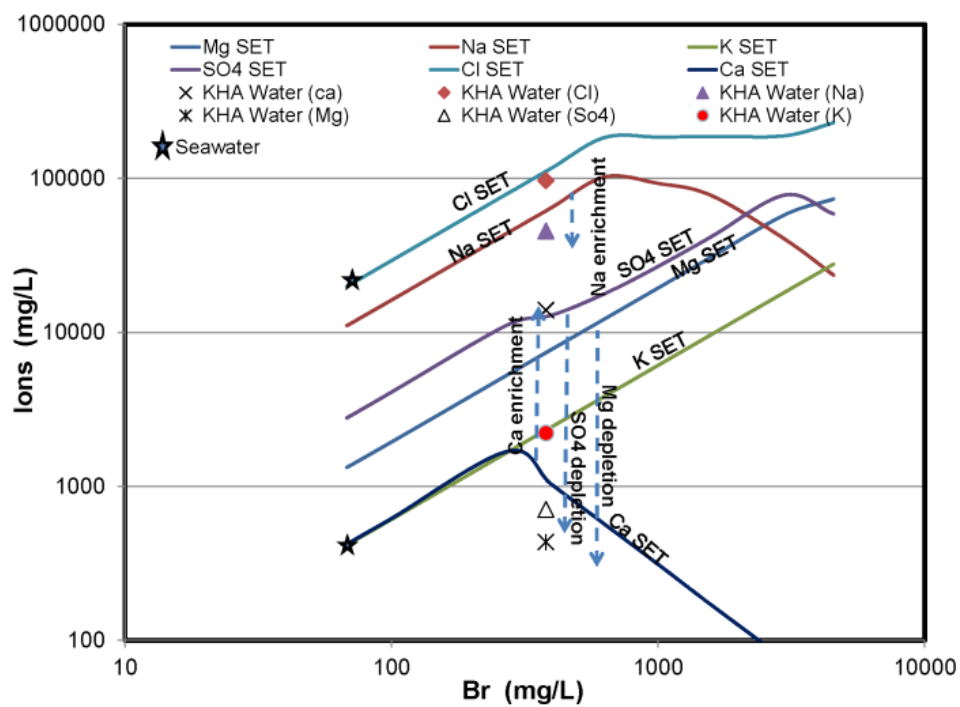
شکل ۴-۳۸) نمودار تغییرات کاهش سدیم نسبت به کلسیم اضافی



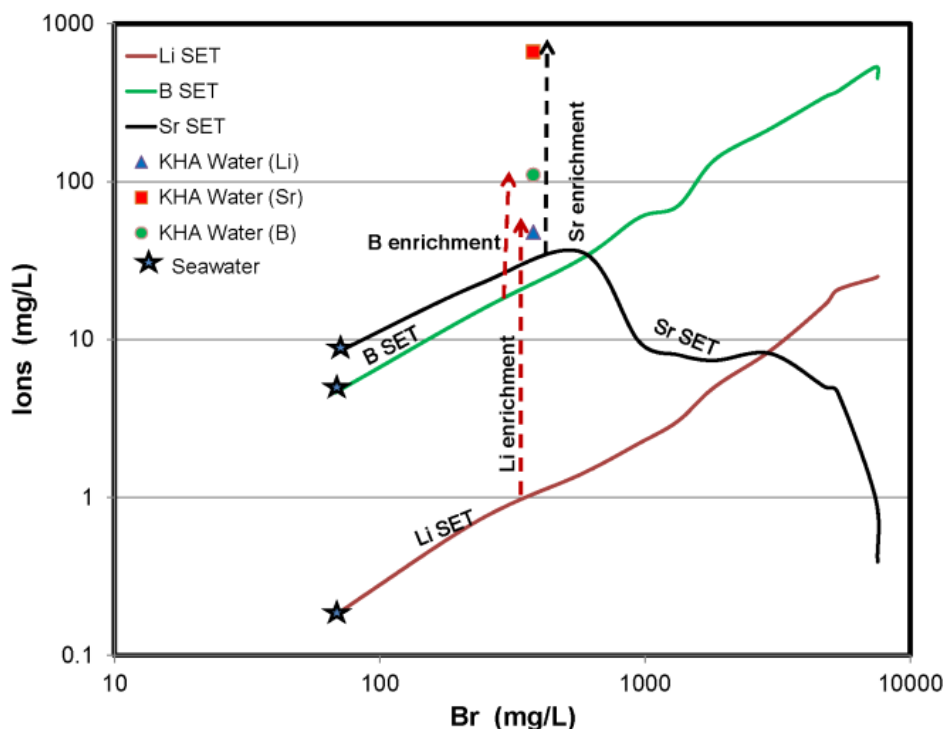
شکل ۴-۳۹) نمودار تغییرات کمبود منیزیم و کلسیم اضافی نسبت به خط تبخیر آب دریا

اگر فرآیند دولومیتی شدن تنها واکنش غالب در این منطقه باشد، بایستی مقدار $Br-NCR$ افزایش کلسیم و کاهش منیزیم یکسان باشد؛ اما کاهش بیشتر مقدار منیزیم در آبهای شور سازندی مخزن مزدوران احتمالاً می تواند به علت رسوب کانی های منیزیم دار در طول فرآیند تدفین و دیاژنز به فرمهای مختلف همچون کانی های سولفید منیزیم و یا کلرید منیزیم، باشد. از رابطه بین Ca_{excess} در مقابل $Mg_{deficit}$ برای تفکیک بین فرآیندهای دولومیتی شدن، رسوب یون منیزیم و انحلال کلسیت و ژپس (Bagheri *et al.* 2014) در منطقه مورد مطالعه استفاده شده است. اگر آب شور سازندی منطقه مورد مطالعه تحت تاثیر فرآیندهای ثانویه قرار نگرفته بود، بایستی در محل point A در شکل ۴-۳۹ قرار می گرفت. اما با توجه به شکل ۴-۳۹، داده ها در مسیر روند دولومیتی شدن آب شور سازندی اولیه قرار گرفته اند. داده ها کمی از خط انحراف یافته و در زیر مسیر پلات شده اند که نشانگر کاهش بیشتر غلظت منیزیم بوده که به علت رسوب آن در طول زمان بعد از فرآیند تبخیر می باشد. آلبیتی شدن در این مخزن ممکن است رخ داده باشد و باعث کاهش سدیم شده باشد؛ اما عامل اصلی در این منطقه نمی باشد. در نتیجه در طول زمان آب دریای قدیمی که منشأ شورابه مخزن گازی مزدوران می باشد تبخیر شده و غلظت عناصر در آن تغییر یافته است. واکنش های دیاژنتیک ثانویه مانند دولومیتی شدن و واکنش های آب و گاز نیز در تغییر غلظت عناصر موثر بوده اند. در نهایت بطور خلاصه روند

غلظت یون‌های مختلف در مقابل برم در آب شور سازندی مخزن مزدوران-شوریجه در مقایسه با آب دریای تبخیر شده قدیمی در شکل (۴۰-۴ و ۴۱-۴) ارائه شده است. غلظت عناصر Ca, Mg, Li, Na, Sr تحت تاثیر واکنش آب-سنگ افزایش و عناصر ید و سولفات از طریق واکنش آب-گاز کاهش یافته است. بنابراین در طول زمان غلظت عناصر در آب دریای اولیه به علت تبخیر و واکنش‌های دیاژنیک ثانویه مانند واکنش‌های بین آب و سنگ (دولومیتی شدن، آلبیتی شدن پلاژیوکلاز، ایلیتی شدن اسمکتیت، رسوب یا انحلال کانی‌های سولفات، رسوب کربنات‌های حاوی منیزیم زیاد) و یا واکنش‌های بین آب و گاز تغییر کرده است.



شکل ۴-۴۰) روند غلظت یون‌های مختلف در مقابل برم در آب شور سازندی مخزن مزدوران-شوریجه در مقایسه با آب دریای تبخیر شده قدیمی



شکل ۴-۴) روند غلظت یون‌های مختلف در مقابل برم در آب شور سازندی مخزن مزدوران-شوریجه در مقایسه با آب دریای تبخیر شده قدیمی

۴-۴-۸- فرآیندهای موثر در تغییر ترکیب ایزوتوپی آب سازندی مخزن مزدوران

واکنش بین آب و کانی‌ها، اجزا محلول، گازهای همراه و سایر سیالات می‌تواند ترکیب ایزوتوپی آب سازندی به خصوص ^{18}O را تغییر دهند. سنگ‌های کربناته دارای بیشترین مقدار $\delta^{18}\text{O}$ می‌باشند و δD ندارند. پس در اثر تماس آب و سنگ، تبادل ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ صورت گرفته و آب غنی می‌شود و از خط فاصله می‌گیرد. اثر تبدیل ژئیس به انیدریت در دماهای بالا، ^{18}O سیال سازندی غنی می‌شود. در دمای کم، آب سازندی از نظر ^{18}O حدود ۳-۴٪ غنی‌تر می‌شود. تبادل ایزوتوپی در شیل و لایه‌های تبخیری باعث غنی شدن δH^2 آب‌های منفذی می‌شود. در محیط‌های دارای H_2S ، δD در اثر تبادل با H_2S افزایش می‌یابد (Clark, 1997). آب‌های شور درون مخزن مزدوران و شانول تحت فشار و دمای بالا می‌باشند. دما در آن‌جا در حدود ۸۰ درجه سانتی‌گراد بوده که در این دما تبادل ایزوتوپی تسریع می‌گردد پس در اثر تماس آب به خصوص آب‌های بین‌دانه‌ای، با سنگ آهک غنی از ^{18}O باعث می‌شود تا تبادل ایزوتوپی بین آب فقیر و سنگ غنی در طول

زمان زیاد زمین‌شناسی صورت گیرد و در نهایت ترکیب ایزوتوپی O^{18} آب شور نسبت به منشأ اولیه خود غنی‌تر گردد. علاوه بر وجود سیال، گاز نیز در مخزن وجود دارد که این گاز CO_2 باعث تبادل شده و در نتیجه آب شور در این تبادل فقیرتر می‌گردد. اما میزان غنی‌شدگی در طی جدایش آب-سنگ در این دما بیشتر از فقیرشدگی سیال در طی فرآیند تبادل آب و گاز می‌باشد. در نتیجه نمونه‌های آب شور تولیدی در سمت راست خط تبخیر قرار گرفته و نسبت به سیال اولیه خود (آب دریای تبخیر شده) غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

۹-۴- بررسی درصد اختلاط آبران در آب‌های تولیدی مخزن مزدوران

برای بررسی درصد اختلاط آب شور و سهم آب شور در نمونه‌های مخزن مزدوران با استفاده از یون پایستار کلر از رابطه زیر استفاده شده است (Wang and Jiao, 2012., Appelo and Postma, 2005).

$$f_{saltwater} = \left[\frac{Cl_{sample} - Cl_{freshwater}}{Cl_{saltwater} - Cl_{freshwater}} \right]$$

در این رابطه میزان کلر آبران از طریق رابطه زیر محاسبه شده است:

$$Cl_{epm} \times 58.5 = \text{شوری}$$

محاسبات بازه‌ی وسیعی از بین ۳ تا ۶۴ درصد از مشارکت آب شور در آب‌های مخزن مزدوران را نشان می‌دهد که نمونه‌های جنوب شرقی مخزن با بیشترین میزان TDS، بیشترین سهم از آب شور را دارد. مقدار

TDS آب آبران چاه ۱۳ حدود ۱۶۰۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر اندازه‌گیری شده است.

مقدار کلر اندازه‌گیری در چاه شماره ۱۳ نیز ۲۷۲۵ epm می‌باشد که با توجه به فرمول بالا مقدار شوری چاه ۱۳ حدود ۱۶۰۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد. بنابراین این رابطه بین کلر و مقدار شوری وجود دارد. حال با توجه به مقدار محاسباتی TDS حدود ۱۰۰۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر برای آبران زیر مخزن مزدوران، مقدار کلر

احتمالی حدود ۱۷۱۰ epm که از این مقدار جهت محاسبه مقدار سهم آب شور آبران در هر چاه استفاده می‌گردد.

جدول ۴-۴ مقادیر TDS و یون کلر و مقدار محاسبه شده F_{saline} برای چاه‌های مورد مطالعه

شماره چاه	TDS (Mg/L)	Cl (epm)	F_{saline}
W21	29089	489.7	0.2
W40	66471	1117	0.6
W43	62901	1059	0.6
W44	53509	897	0.5
W57	49452	833	0.4
W71	1904	16.5	0.00

۴-۱۰- مکانیسم انتقال آب

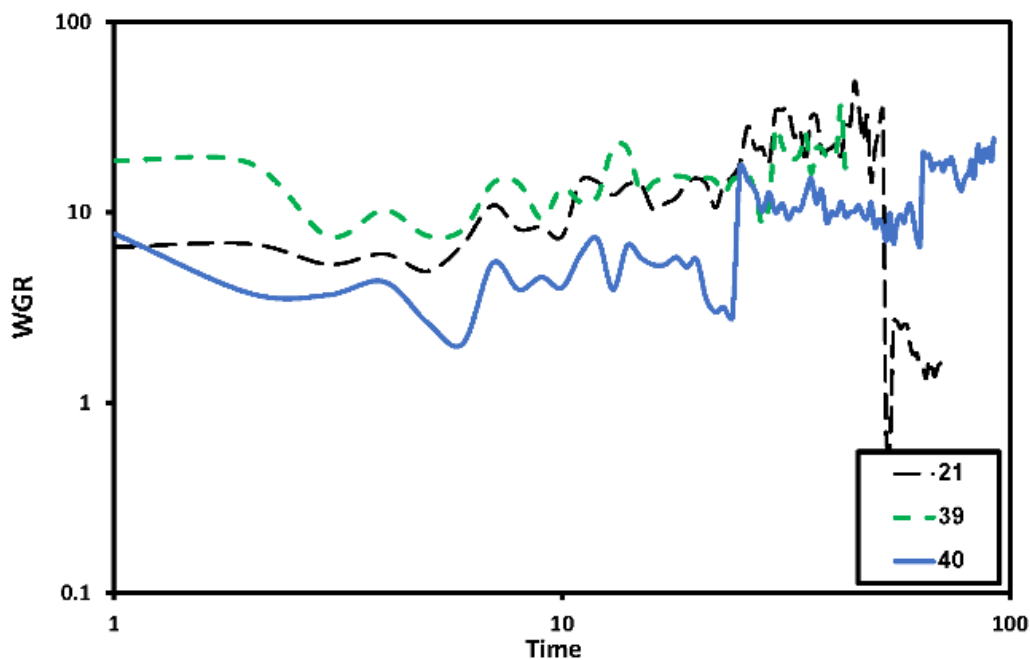
مقدار نسبت مایعات استحصالی به گاز را (WGR) می‌گویند که برای مخازن مختلف دنیا متفاوت است. ترسیم مقادیر نسبت آب به گاز در مقابل زمان جهت تشخیص علل تولید آب به کار گرفته می‌شوند. از مقایسه نمودارهای حاضر با الگوهای رفتاری مشخص این نمودار، برای تشخیص انواع مشکلات تولید آب استفاده می‌شود. این نمودارها در واقع با ارائه یک الگوی منحصر به فرد برای هر یک از انواع رایج تولید آب تولیدی، چگونگی تشخیص آن‌ها را از یکدیگر امکان‌پذیر می‌سازند به عبارت دیگر سه شکل متمایز از این نمودار، بیانگر مکانیسم‌های متفاوت نفوذ آب به چاه تولیدی هستند: الف) جریان باز آب از طریق گسل‌ها و شکاف‌ها یا کاناله شدن آب در پشت لوله جداری (Open Flow) ب) جریان خطی که می‌تواند بیانگر جریان آب حاشیه‌ای یا تغییر سطح تماس آب و نفت یا گاز باشد (Linear Flow) ج) پدیده مخروطی شدن. اما معمولاً عدم قطعیت یا طبیعت به هم ریخته اندازه‌گیری‌ها در میدان کاربرد این روش را محدود می‌سازد (Bailey et al., 2000).

در حالت مخروطی شدن آب، معمولاً زمان انحراف (زمانی که مخروط آبران پایین به پایین ترین قسمت مشبک- کاری شده در چاه تولیدی می‌رسد) کوتاه می‌باشد. پس از آن روند افزایشی در مقدار نسبت آب به گاز نسبتاً آهسته بوده و تا انتها این مرحله تدریجاً به یک مقدار ثابت نزدیک می‌شود. در طی این مرحله مخروط آبران پایین همواره به سمت بالا حرکت می‌کند و به صورت شعاعی نیز گسترش می‌یابد. اشباع نفت نیز به صورت تدریجی تا اشباع نفت باقی‌مانده کاهش می‌یابد. پس از مدتی مخروط، یک کانال هادی جریان آب ایجاد می‌کند که از آن نقطه به بعد مقدار نسبت آب به نفت یا گاز به سرعت افزایش می‌یابد (Chan et al., 1995).

پدیده مخروطی شدن در بیشتر مخازن نفتی بعد از گذشت مدت زمانی از تولید به دلیل به هم خوردن تعادل بین نیروهای ویسکوز و گرانشی رخ می‌دهد و باعث می‌شود که آب موجود در سفره آبی زیرزمینی (آبده) به شکل مخروط به طرف دهانه چاه تولیدی حرکت کند که در نتیجه آن دبی تولید نفت و گاز از چاه کاهش و هزینه بهره‌برداری افزایش می‌یابد. معمولاً این پدیده هنگامی رخ می‌دهد که دبی تولید بالایی به چاه تحمیل شود، از این رو عاملی است که سبب محدود کردن دبی تولید نفت و گاز از چاه می‌گردد. در حالت کاناله شدن جریان آب، زمان انحراف (زمانی که آب از طریق یک لایه در یک سازند چند لایه‌ای جریان می‌یابد و مسیر کوتاه‌تر تا چاه را پیدا می‌کند) عموماً طولانی‌تر از زمان انحراف برای حالت مخروطی شدن می‌باشد. با تولید آب از مسیر کوتاه شده، میزان نسبت آب به گاز و نفت به سرعت افزایش می‌یابد. میزان نسبت آب به گاز و نفت در یک نرخ مشخص ادامه می‌یابد تا زمانی که اولین لایه کاناله شدن تخلیه شود (Bailey et al., 2000).

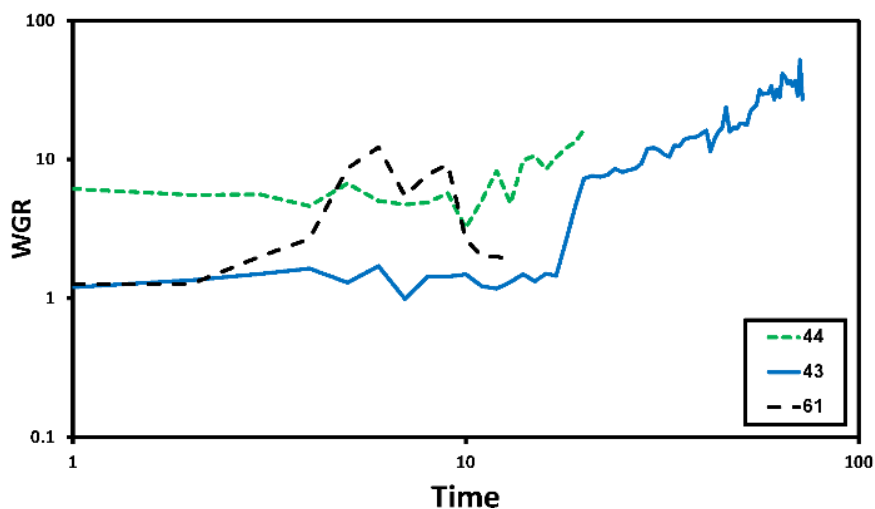
پس از تثبیت مخروط آبی، منحنی نسبت آب به گاز رفتاری شبیه به منحنی جریان آب حاشیه‌ای خواهد داشت. به طور کلی این چاه‌ها از سه روند پیروی می‌کنند که از یکدیگر تفکیک شده و در نمودار ترسیم شده است (شکل ۴-۴۳). چاه شماره ۲۱ در طی دو سال نسبت آب به گاز آن حدوداً ۵ برابر شده است. در دبی ۱۸ (MF3/D) چیزی حدود ۱۲۱ بشکه آب تولید کرده است. این افزایش به حدی رسیده که در دبی ۱۴ (MF3/D) آب تولیدی به ۳۷۵ بشکه در روز رسیده است و این روند ناگهانی آب تولیدی ادامه‌دار بوده به طوری که به ۷۱۷ بشکه در روز برای دبی ۲۱ (MF3/D) هم رسیده است. چاه ۳۶ که نزدیکی چاه ۲۱ قرار دارد در اوایل سال ۲۰۱۸ تولید آب کرده است و در دبی ۳۵ (MF³/D) ۱۳۳ بشکه در روز تولید آب داشته است

و در صورت عدم کنترل دبی گاز این چاه در آینده سهم بالایی از گاز تولیدی خود را از دست خواهد داد. نمودار این دو چاه ۲۱ و ۳۶ بیانگر مخروطی شدن در چاه می‌باشد. چاه ۳۹ از اواخر سال ۲۰۱۲ با مشکل تولید آب اضافی همراه گردید. لذا دبی تولیدی چاه به تدریج در مدت یک سال تا حدود (MF3/D) ۲۵ کاهش داده شد ولی همچنان مقدار تولید آب اضافی ۳۸۵ بشکه در روز که مقدار بسیار چشم‌گیری بود و بعد از نصب تفکیک‌گر برای مدتی ثابت و حتی کم شد. اما مجدداً در سال ۲۰۱۵ به میزان تولید آب اضافی افزایش یافت. به طوری که در دبی گاز (MF3/D) ۲۰ به حداقل ۴۱۴ بشکه در روز رسید و سرانجام در اواخر سال ۲۰۱۵ چاه به علت تولید آب بیشتر از ظرفیت تفکیک‌گر بسته شد. این چاه نیز با توجه به نمودار ترسیم شده پدیده مخروط‌شدگی را نشان می‌دهد. از سال ۲۰۱۲ تفکیک‌گر نصب شده که مدت زیادی توانسته تولید آب و شوری را کنترل کند به طوری که در دبی (MF³/D) ۳۲ حدود ۶۵ بشکه در روز تولید آب داشته است. اما با گذر زمان در همین دبی به ۴۰۰ بشکه در روز هم رسیده است. کاهش دبی هم نتوانسته تاثیری چندانی بگذارد و در حال حاضر نیز با دبی (MF³/D) ۲۰ با ۴۸۷ بشکه آب تولیدی در روز در حال بهره‌برداری می‌باشد (شکل ۴-۴۲).



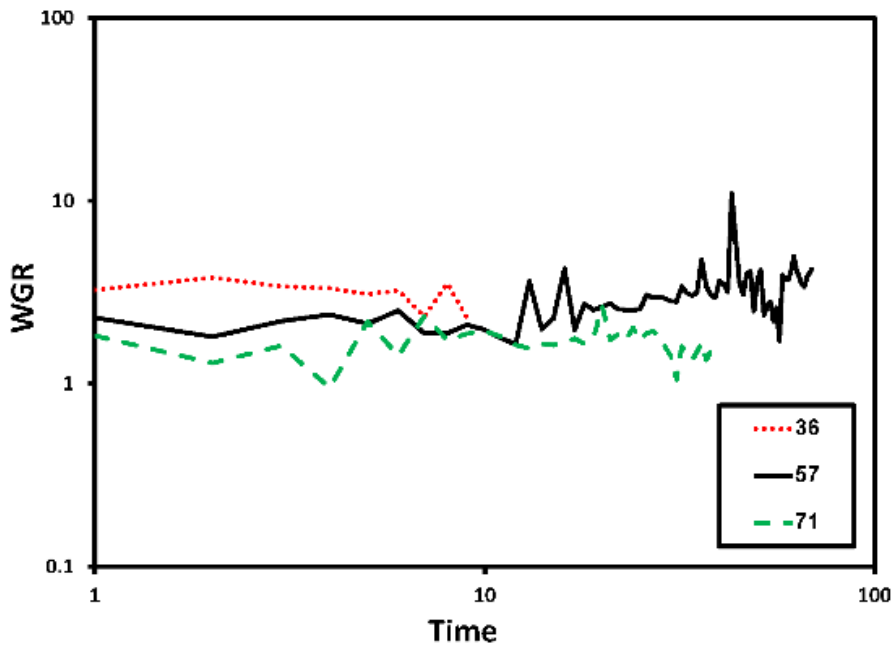
شکل ۴-۴۲) نمودار نسبت آب به گاز در مقابل زمان

چاه ۴۳ نیز با بسته شدن چاه ۳۹ خانگیان در اواخر سال ۲۰۱۵، بصورت ناگهانی افزایش دو برابری حجم آب اضافی در چاه ۴۳ خانگیان مشاهده شده است. لذا دبی بتدریج به (MF^3/D) ۳۰ کاهش داده شده است. اما رشد تولید آب اضافی متوقف نشد و این چاه حتی با دبی (MF^3/D) ۱۵ حدود ۷۷۰ بشکه در روز تولید آب کرده، و روند افزایشی این چاه کاملاً مشهود است. نمودار چاه ۴۳ احتمالاً در نتیجه جریان آب از طریق یک گسل، شکاف یا کانال پشت لوله جداری رخ می‌دهد. این مشکل هر زمانی در طول عمر چاه رخ می‌دهد و بیانگر یک افزایش بسیار شدید در میزان نسبت آب به نفت و گاز تولیدی می‌باشد. این وضعیت با توجه به افزایش سریع نرخ جریان آب مشخص می‌شود و در ادامه با یک منحنی خط مستقیم دنبال می‌شود. برای مخازن چند لایه‌ای، این خط ممکن است یک شکل پلکانی داشته باشد که بستگی به نفوذپذیری متقابل لایه‌ها دارد. چاه ۴۴ در ابتدای نصب تفکیک‌گر با (MF^3/D) ۲۲ حدود ۱۳۹ بشکه در روز تولید آب داشته است در اوایل ۲۰۱۷ مشکل آب تولیدی مجدداً افزایش یافته و با گذر زمان با دبی (MF^3/D) ۳۴ به ۳۳۰ بشکه در روز رسیده و با کاهش مجدداً دبی به (MF^3/D) ۳۰ به ۵۰۳ بشکه در روز رسیده و این کاهش دبی نتوانسته میزان حجم آب تولیدی را مهار کند. نسبت آب به گاز این چاه به ۱۷ نیز رسیده است و با شرایط فعلی در معرض خطر قرار دارد. چاه ۶۱ با دبی (MF^3/D) ۳۴ حدود ۴۴ بشکه در روز تولید آب داشته است اما بعد از افزایش دبی به (MF^3/D) ۴۳ به ۵۲۵ بشکه در روز رسیده و نسبت آب به گاز را به شدت افزایش داده است با کم کردن مجدد دبی و رساندن دبی به (MF^3/D) ۲۹ حجم آب تولیدی به ۷۲ بشکه در روز رسیده است که باز هم از میزان آب تولیدی اولیه نیز بیشتر می‌باشد اما تا حدودی این مشکل برای مدتی حل شده است. چاه ۴۴ و ۶۱ نیز پدیده جریان آب‌باز از طریق گسل یا شکاف را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۴۳) نمودار نسبت آب به گاز در مقابل زمان

چاه ۵۷ که در حوالی و نزدیکی چاه شماره ۴۰ مزدوران قرار گرفته است در ابتدا که تفکیک گر سرچاهی نصب شده با دبی (MF³/D) ۲۵ حدود ۵۷ بشکه در روز آب تولیدی داشته است و با اضافه شدن دبی به (MF³/D) ۴۰ به ۱۲۶ بشکه در روز رسیده است و برای جلوگیری از این روند افزایشی سریعا ژل تزریق شده و تقریبا میزان آب تولیدی کم شده و به ثبات رسیده است. البته شایان ذکر است که در حال حاضر دوباره روند افزایشی حجم آب تولیدی در حال شکل گرفتن است. نمودار چاه ۵۷ نیز احتمالا بالا آمدن سطح تماس آب با گاز یا کاناله شدن آب را نشان می‌دهد. چاه ۷۱ میزان آب تولیدی آن در دبی (MF³/D) ۴۹ نزدیک به ۷۰ بشکه در روز می‌باشد. میانگین WGR این چاه در حدود ۱/۵ تا ۲ می‌باشد و با نصب تفکیک گر پایین تر نیز آمده است به طوری که در دبی (MF³/D) ۴۹ به ۵۶ بشکه در روز هم کاهش یافته است. پیش بینی می‌شود در صورت عدم تدوام برداشت بیش از حد با مشکل تولید آب شدید مواجه نشود. چاه ۷۱ مشکل آب تولیدی و شوری را در مراحل اولیه تولید و آغاز عمر تولید از چاه مشاهده شده که بعد از تمیز سازی کامل چاه و تکمیل چاه رفته رفته بهتر شده است. بنابراین با انجام این نوع مطالعات برای مخازن دارای مشکل و یا حتی مخازن شیرینی که مشکل آب تولیدی و شوری ندارند می‌توان با شناخت رفتار هیدروژئولوژیکی و هیدرودینامیکی مخازن، برنامه مدیریت برای پایداری آنها ارائه داد.

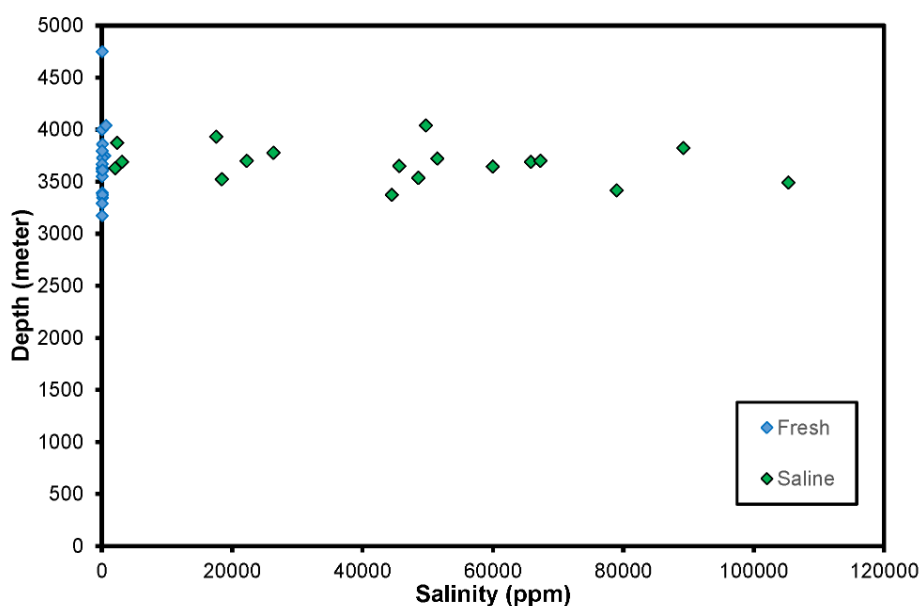


شکل ۴-۴) نمودار نسبت آب به گاز در مقابل زمان

در ادامه به بررسی ارتباط پارامترهای مختلف همچون فاصله تا سطح آب و گاز (آبران)، طول بخش مشبک حفره باز بودن چاهها عمق در مکانیسم تولید آب از چاهها گاز پرداخته شده است.

۴-۱۰-۱- رابطه عمق با شوری

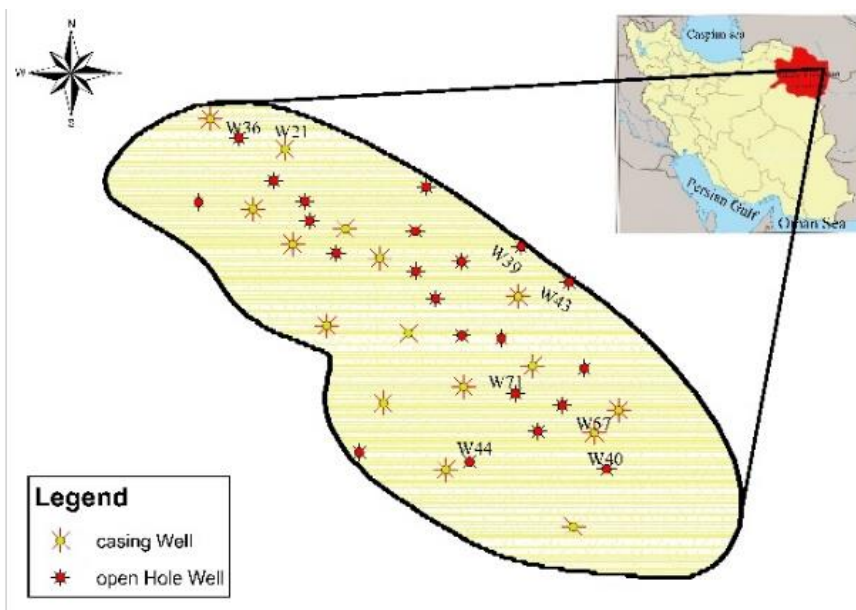
میانگین عمق ۱۶ چاه شور مخزن ۳۶۷۹ متر می‌باشد و میانگین ۲۱ چاه شیرین مخزن ۳۶۷۰ است. تعداد ۴ چاه بیشتر از ۴ کیلومتر عمق دارند که از این تعداد چاه شماره ۵۷ که تولید آب کرده شور می‌باشد و بقیه چاهها شیرین است. همانطور که در شکل ۴-۴ مشاهده می‌شود با افزایش عمق شوری افزایش نمی‌یابد و رابطه‌ای بین عمق و شوری وجود ندارد. به طوری که در عمق‌های زیاد هم چاه شور و هم چاه شیرین وجود دارد.



شکل ۴-۴۵) رابطه عمق و شوری در چاه‌های مخزن مزدوران

۴-۹-۲- مشبک (casing) یا حفره باز (Open hole) بودن چاه‌های مخزن مزدوران

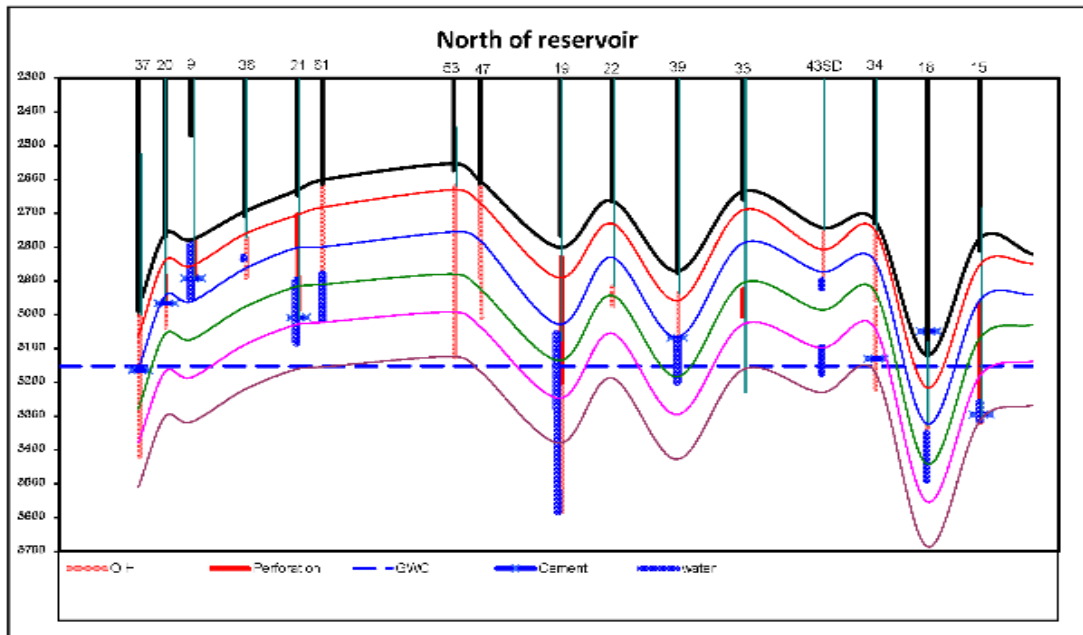
انتظار می‌رود در چاه‌هایی که حفره‌باز هستند و در آنها لایه‌های گازدار بدون گاز مشبک نشده‌اند، شوری بیشتر باشد. در مخزن مزدوران تعداد ۲۳ چاه حفره باز می‌باشد که از این تعداد ۹ چاه شور بوده و هفت چاه از این تعداد در جنوب شرقی و شرق مخزن واقع شده است و ۲ چاه در شمال غربی مخزن واقع شده است. ۱۶ چاه از این مخزن نیز Casing می‌باشند که ۵ عدد از این چاه‌ها شور می‌باشد که ۳ چاه آنها در جنوب و جنوب شرقی مخزن واقع شده و ۲ چاه نیز در شمال غربی مخزن می‌باشد. بنابراین حفره باز یا مشبک بودن منطقه تولید گاز اثری در نحوه شور شدن چاه‌ها ندارند.



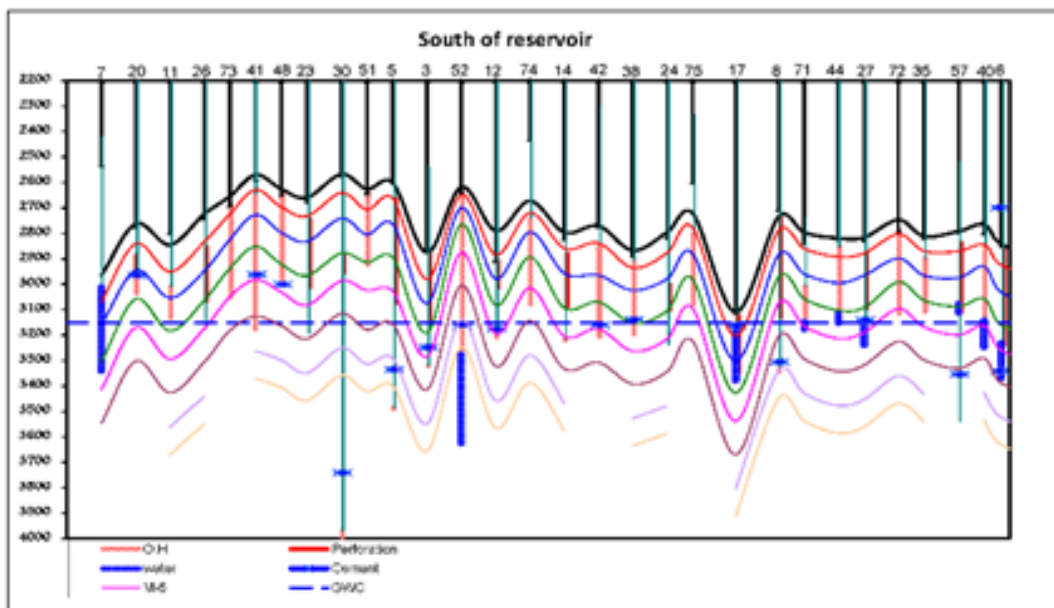
شکل ۴-۴۶) پراکندگی چاه‌های حفره باز و مشبک در مخزن مزدوران

۴-۱۰-۳- فواصل تولیدی آب و گاز

با بررسی سطح تماس هیدروکربن و آب در مخزن و همچنین فواصل تولیدی چاه‌ها با فاصله تولید چاه با سطح تماس (Level) می‌توان به نزدیکی یا دوری لایه‌های تولید از سطح تماس و همچنین احتمال پدیده مخروطی شدن به واسطه عدم تولید بهینه در چاه‌ها پی برد. همانطور که در گراف ۴-۴۷ و ۴-۴۸ مشاهده می‌شود تعداد زیادی از چاه‌ها در گذشته تولید آب کرده، و انتهای چاه برای مهار آب با سیمان پر شده است. گروهی نیز بعد از پر شدن با سیمان باز هم آب به سمت بالا حرکت کرده است. در شکل ۴-۴۷ و ۴-۴۸ نیز سطح تماس آب با گاز نیز با خط چین آبی مشخص شده است؛ که نشان می‌دهد سیمان کاری انتهای چاه راه حل موقتی بوده و پس از مدت زمانی مجدداً دوباره تولید آب شروع شده و آب به داخل چاه آمده است. چاه ۵۷ و ۶ در جنوب مخزن بعد از سیمان کاری آب مجدداً تولید شده است. که هر دو این چاه‌ها از ابتدای حفاری شوری بالایی داشتند. در شمال مخزن نیز چاه‌های ۹، ۱۵، ۲۱ بعد از سیمان کاری آب مجدداً تولید شده و به داخل چاه آمده است که در چاه ۲۱ این میزان بیشتر از بقیه است. این سه چاه از ابتدا شوری آن‌ها کمتر از ۲۰۰۰ میلی گرم بر لیتر بوده است اما با گذر زمان و افزایش آب تولیدی شوری نیز افزایش یافته است.



شکل ۴-۴۷) فواصل تولیدی آب و گاز در چاه‌های شمال مخزن مزدوران



شکل ۴-۴۸) فواصل تولیدی آب و گاز در چاه‌های جنوب مخزن مزدوران

فصل پنجم: نتیجه گیری و پیشنهادها

۵-۱- نتیجه‌گیری

۱- نمونه‌های عمیق درون چاهی گرفته شده از آبران ۱۳ (زیر مخزن شوربجه B و بالای مزدوران)، آب دریای قدیمی تبخیر شده و نمونه آبران ۱۷ واقع در زیر مخزن شوربجه D، انحلال نمک را نشان می‌دهد. بنابراین دو نوع آبران با منشاهای مختلف در بالای مخزن مزدوران قرار دارد. نمونه‌برداری از آبران زیر مخزن مزدوران امکان پذیر نبوده است اما رفتاری مشابه با آبران ۱۳ شوربجه دارد.

۲- با توجه به نتایج روش‌های زمین‌شناسی، هیدروشیمیایی و ایزوتوپی، منشأ اولیه آب آبران زیر مخزن مزدوران نیز آب دریای قدیمی تبخیر شده تشخیص داده شده است.

۳- مقدار شوری این آبران با استفاده از روشهای مختلف، حدود ۹۵۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر برآورد شده است.

۴- نتایج ایزوتوپ‌های جدید ^{37}Cl نشان داد که نمونه‌های مخزن مزدوران آب دریای تبخیر شده قدیمی است. اما نتایج ایزوتوپ ^{81}Br انحلال نمک را به عنوان منشأ آب‌های تولیدی تشخیص داده است که البته با توجه به جدید بودن این ایزوتوپ، نیاز به مطالعات بیشتر در این زمینه در آینده می‌باشد.

۵- با توجه به بررسی نتایج پتروفیزیکی مخزن، ایزوتوپی و هیدروژئوشیمیایی آبها، منشأ شوری آبهای تولیدی، آبران شور زیر مخزن مزدوران بوده که در اثر اضافه برداشت از مخزن و افت فشار گاز در طی مکانیسم مخروط‌شدگی از طریق شکستگی‌ها به داخل مناطق تولیدی چاههای گاز حرکت کرده و با آبهای شیرین درون مخزن اختلاط یافته است.

۶- تکامل شیمیایی آبهای شور سازندی و آبهای تولیدی سرچاهی مخزن مزدوران عمدتاً تحت تاثیر فرآیندهای تبخیر، واکنش آب-سنگ و واکنش آب-گاز قرار گرفته‌اند. غلظت عناصر شورابه تولیدی منعکس‌کننده خصوصیات هیدروژئوشیمیایی منشأ اولیه آب و واکنش‌های دیاژنیک صورت گرفته از گذشته تا به حال می‌باشد. غلظت عناصر کلسیم، لیتیم، استرانسیم، ید، و بور نسبت به آب دریای تبخیر شده اولیه، افزایش یافته و غلظت

سولفات، منیزیم و تا حدودی سدیم فقیرتر شده است. در حالیکه غلظت پتاسیم، بی کربنات و کلر تغییر زیادی نکرده و عمدتاً تحت تاثیر فرآیند تبخیر آب دریا قرار دارد. بنابراین غلظت عناصر B, Ca, Mg, Li, Na تحت تاثیر واکنش آب-سنگ و عناصر ید و سولفات از طریق واکنش آب-گاز کاهش یافته است.

۷- به طور کلی آب از سه طریق کاناله شدن، بالا آمدن سطح تماس گاز و آب و پدیده مخروط‌شدگی انتقال می‌یابد. در مخزن مزدوران دو پدیده مخروطی شدن و کاناله شدن آب انتقال یافته است.

۵-۲- پیشنهادها

۱. با توجه به اینکه منشأ اولیه آب تولیدی می‌تواند آب بین‌دانه‌ای باشد پیشنهاد می‌شود جهت تفسیر و ارائه نتیجه بهتر، نمونه آب از آب بین‌دانه‌ای جهت آنالیزهای مختلف درون مخزن برداشت گردد.
۲. نمونه آب از آبران زیر مخزن مزدوران نیز برای آنالیزهای مختلف گرفته شود.
۳. جهت تعیین لایه‌های دارای آب شور پیشنهاد می‌شود با استفاده از لاگ‌های پتروفیزیکی، لایه‌های دارای درصد آب مشخص گردد که در نهایت در جهت مدیریت و کاهش شوری آب‌های تولیدی، منطقه تولید در این لایه‌ها بسته و در لایه‌های گازدار بدون آب شور باز شود.
۴. برای جلوگیری از بروز این مشکل در دیگر مخازن و دیگر چاه‌های مخزن پیشنهاد می‌شود مطالعات جامع‌تری از تمامی چاه‌های شور و شیرین با هدف منشأ آب‌های مختلف عمیق انجام شود.
۵. جهت تعیین دقیق منشأ آب‌های تولیدی و اینکه آب شور و یا شیرین از چه لایه‌ای تامین می‌گردد پیشنهاد می‌شود در حین حفاری یک چاه، نمونه آب از لایه‌های مختلف از سطح زمین تا زیر مخزن گاز (منطقه اشباع و غیر اشباع) جهت تعیین خصوصیات مختلف آن و استفاده در زمان تعیین منشأ گرفته شود.

منابع

باقری، ر. رئیسی، ع. (۱۳۹۴)، چالش جدید شرکت ملی نفت: شوری آبهای تولیدی، کنفرانس ملی ژئومکانیک نفت، ص ۹۱۰-۹۱۶، تهران.

باقری، ر. ندری، آ. رئیسی، ع. (۱۳۹۲)، خصوصیات هیدروشیمیایی ایزوتوپی آبهای فسیلی ذاتی و عهد حاضر، سی دومین گردهمایی علوم زمین، ص ۲۴۰-۲۳۴، شیراز.

راهرو، م. (۱۳۹۵)، پایان نامه ارشد: "بررسی علل شوری و منشا آبهای تولیدی در چاههای مخزن گازی در جنوب کشور"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود،

راهرو، م. باقری، ر. میرباقری، م. (۱۳۹۵)، مطالعه و بررسی تکامل ژئوشیمیایی شورابه های تولیدی مخزن گازی شانول، دومین کنفرانس ملی ژئومکانیک نفت، ص ۸-۲، تهران.

راهرو، م. باقری، ر. میرباقری، م. (۱۳۹۵)، منشا شوری آب های تولیدی مخزن گازی شانول، جنوب ایران، روش هیدروشیمیایی و ایزوتوپی، دومین کنفرانس ملی ژئومکانیک نفت، ص ۲۴-۱۸، تهران.

شرکت نفت کاو، (۱۳۸۹) "گزارش کلیات زمین شناسی شرکت نفت میدان گازی خانگیران" ص ۲۰۰

قربان پور، ح. موسوی، ر. محبوبی، ا. قربان پور، ح. (۱۳۹۳)، بررسی سنگ شناسی و پتانسیل مخزنی بخش مخزن ماسه سنگی زون ۱-۱ سازند مزدوران در میدان گازی خانگیران، کنفرانس ملی زمین شناسی و اکتشاف منابع، ص ۲۱۲-۲۰۵، شیراز.

Aagaard K. and Carmack E.C. (1989) "The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation" **J. of Geophysical Research.**, 94, doi: 10.1029/JC094iC10p14485. issn: 0148-0227.

Alavi M., (1991) "Tectonic Map of the Middle East" **J. of Geological Survey of Iran.**
Al Hasani M., Al Khayari S., Al Maamart R., (2008) : "Diagnosis of Excessive Water Production in Horizontal Wells Using WOR plots" Presented at the international Petroleum Technology Conference, IPTC No 11958

Afshar-Harb A., (1969) "A brief history of geological exploration and geology of Sarakhs area and Khangiran gas field (in Persian)". Bulletin of Iranian Petroleum Institute, 37: 86-96

Afshar-Harb A., (1982) "Geological Map of Dareh-Gaz, 1:250000 scale" Geological Survey & Mineral Exploration of Iran.

Afshar-Harb A., (1979) "The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopet Dagh region, Northern Iran, Unpublished PhD thesis", Imperial College of Science and Technology, London. 316 pp.

Andrew A.s., Whitford D.j., Berry M.D., Gilnlin A.M., (2000) "Chemical Evolution of formation waters in the palm valley Gas filed, Northern Territory: Impact on Filed management" **J. of SPE** p. 64476

Anita S., Anderw A., Whitford D., Berry M., Stuart A., Gilblin A., (2005) " Origin of salinity in produced waters from the palm valley gas filed, Northern territory, Australia" **J. of Applied Geochemistry**, 724-747 pp

Bagheri R., Nadri A., Raeisi, E., (2013) "Hydrochemical and isotopic ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{37}\text{Cl}$ and $\delta^{81}\text{Br}$) evidence for the origin of saline formation water in a gas reservoir", **J. of Chemical Geology.**, 384:62–75.

Bagheri R., Nadri A. Raeisi, E., Shariati A., Mirbagheri M., Bahadori F., (2014) "Chemical evolution of gas-capped deep aquifer, Southwest of Iran" **J. of Environmental earth Sciences**, 71(7):3171-3180.

Bagheri R., Nadri A., Raeisi E., (2013) "Origin of brine in the Kangan gasfield: isotopic and hydrogeochemical approaches", **J. of Environ Earth Sci**, 92:89-116.

Baily B., Crabtree M., Tyrie J., Elphick J., Kuchuk F., Romano C., Roodhart L., (2000) "Water control Schlumberger Oilfiled Review" **J.of Environ Earth** pp 30-44

Berberian M., and King G., (1981) "Towards a Paleogeography and Tectonic Evolution of Iran" **J. of Canadian Journal of Earth Sciences**, 18, 210-265.

Beeunas A., Knauth P., (1986) " Isotope geochemistry of fluid inclusions in permian halite with implications for the isopoic history of ocean water and the orgin of saline formation waters" **J. of Geochimica et Consmochimica Acta** pp 419-433

Birkle P., Aragon J.R., Portugal E., Aguilar J.F., (2002) "Evolution and origin of deep reservoir water at the active luna oil field, Gulf of Mexico, Mexico" **J. of AAPG** bulletin, 86(3):457-484.

Birkle P., Garcia B.M., Pardon C.M.M., (2009) "Origin and evolution of formation water at jujo-Tecominoacan oil reservoir, Gulf of Mexico. Part 1:Chemical evolution and water-rock interaction" **J. of Applied Geochemistry**, 24(4):543-554.

Birkle P., Garcia B.M., Pardon C.M.M., (2009) "Origin and evolution of formation water at jujo-Tecominoacan oil reservoir, Gulf of Mexico Part 1:Chemical evolution and water-rock interaction" **J. of Applied Geochemistry**, 24(4):543-554.

Boschetti T., Beatriz A., Cabera F., Vasquez J., Montero R., (2016) " Hydrogeochemical characterization of oilfield waters from southeast Maracaibo Basin (Venezuela) : Diagenetic effects on chemical and isotopic composition" **J. of Marine and petroleum Geology**, 45 pp.

Carig H., (1961) " Isotopic Variations in Meteoric Waters" *J. of Science*, 133. 1702-1703.

Carpenter A.B., Trout M.L., Pickett E.E. (1974) "Preliminary report on the origin and chemical evolution of lead and zinc rich oil field brines in central Mississippi" **J. of Economic Geology**, 69(8):1191-1206.

Carpenter A.B., (1987) "Origin and Chemical evolution of brines in sedimentary basins. In SPE annual Fall Technical Conference and Exhibition" **J. of Society of Petroleum Engineers**.

Carpenter A.B., Trout M.L., (1974) "Pickett E.E., Preliminary report on the origin and chemical evolution of lead and zinc rich oil field brines in central Mississippi"**J. of Economic Geology**, 69(8):1191-1206.

Chan L.H., Starinsky A., Katz A., (2002) "The behavior of lithium and its isotopes in oil-field brines: evidence from the Heletz-Kokhav Field, Israel" **J. of Geochim Cosmochim Acta** 66:615–623.

Chan K.S., (1995) " Water Control Diagenetic plots" Presented at the SPE conference & Exhibition, Dallas, U.S.A SPE No. 307755.

- Chen, S.Z., Han, B.P., Yu, J.J., Shan, A.Q., 1998. Study on evolution of oilfield water feature during the exploitation of Renqiu oilfield. *Geol. J. China Univ.* 4 (3), 338–345 (In Chinese).
- Clark, I., Fritz, P., (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. CRC Press–Lewis Publisher.
- Clayton, R.N., Friedmann, I., Graf, D.L., Mayeda, T.K., Meents, W.F., Shimp, N.F., (1966). "The origin of saline formation waters". **J. of Geophys. Res.** 71, 3869–3882.
- Collins A.G., (1975) *Geochemistry of oil-field waters*. Elsevier, New York.
- Davisson M.L., Criss R.E., (1996) " Na-Ca-Cl relations in basinal fluids" **J. of Geochim Cosmochim Acta** 60:525-538.
- Cuoco E., Verrengia G., De Francesco S., Tedesco D., (2010) " Hydrogeochemistry of Roccamonfina volcano (Southern Italy) **J. of Environ Earth Sci** 61:525-538.
- Drever J., (1982) " The geochemistry of natural waters" prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J. 388 p.
- Eastone C.J., Guilbert J.M., (1992) " Stable Chlorine isotopes in hydrothermal processes Geochim" **J. of Geochim, Cosmochim Acta.** 56, 4247-4255
- Egeberg P.K., Aagaard P., (1989) "Origin and evolution of formation waters from oil fields on the Norwegian shelf" **J. of Appl. Geochem.** 4, 131–142.
- Echchelh A., Hess T., Sakrabani R., (2018) " Reusing oil and gas produced water for irrigation of food crops in drylands" **J. of Agricultural Water Management**, pp 11.
- Eggenkamp H. G. M., (1994), PhD. thesis, “The geochemistry of chlorine isotopes”, University of Utrecht, The Netherlands, 150pp.
- Eggenkamp H. G. M. and Coleman M. L. (2000) “ Rediscovery of classical methods and their application to the measurement of stable bromine isotopes in natural samples” **J. of .Chemical Geology.**, 167, pp 393-402.
- Fontes J. C., & Matray J.m., (1993) " Geochemistry and origin of formation brines from the paris Basin, France: 1. Brines associated with trassic salts" **J. of Chemical Geology**, 109 (1), 149-175.

Foster S., Loucks D.P., (2006) "Non-renewable groundwater resources. A guidebook on socially sustainable management for water Policy makers". IHP series on Groundwater, (10).

Ghanim A., Nufaili A., (2010) " Middle East Field Water Production Mechanisms" Presented at SPE Oil & Gas Conference, Mumbai, India, SOE No. 127934.

Gultekin F., Hatipoglu E., & Ersoy A. F. (2011) "Hydrogeochemistry, environmental isotopes and the origin of the Hamamayagi-Ladik thermal spring (Samsun, Turkey)" **J. of Environmental Earth Sciences**,62(7),1351-1360.

Hanor J.S., 1987. Origin and Migration of Subsurface Sedimentary Basins. Short Course 21. **J. of (SEPM) Society for Sedimentary Geology**, Tulsa, OK.

Haotian Yu., Teng Ma., Yao Du., Liuzhu chen., (2018) "Genesis of formation water in the northern sedimentary basin of south china sea: Clues from hydrochemistry and stable isotopes (D,18O,37Cl and 81 Br)" **J. of Geochemical Exploration**.

Hounslow A., (1995) "Water Quality Data: Analysis and Interpretation" CRC Press, Boca Raton.

Hsaissoune M., & Vengosh A., (2013) " Intergration of geochemical and isotopic tracer for elucidating water source and salinization of shallow aquifers in the sub- Saharan Draa Basin, Morocco. **J. of Appl Geochem**, 34, 140151 Wilson.

Isawi H., EL-Sayed M. H., Eissa M., Shouakar-Stash O., Shawky H., & Mottaleb M.S.A., (2016) "Integrated Geochemistry, Isotopes, and Geostatistical Techniques to investigated Groundwater Source and Salinnization origin in the Sharm El-Sheikh Area, South Sinia, Egypt" **J. of Water, Air, & Soil Pollution**, 277 (5), 1-23

Kalantari A., (1969) "Foraminifera from the Middle Jurassic-Cretaceous Successions of Koppet Dagh Region (NE, Iran)" Teheran National Iranian Oil Company, Geol. Labor., Publ, 3, 1-298.

Kaufman R.S., Austin L., Darcy J., (1988) " Chlorine Isotope distribution in Formation Waters Texas and Louisiana" **J. of the American Association of petroleum Geologists Bulletin**, 72, No.7 pp 839-844.

- Kharaka Y.K., Col Be D.R., Hovorka S.D., Gunter W.D., (2006) "Knauss K.G, Freifeld B.M. Gas-Water-Rock interactions in Frio Formation following CO₂ injection" *J. of Implications for the storage of greenhouse gases in sedimentary basins. J. of Geology*, 34(7):577-580.
- Kharaka Y.K., Carothers W.W., (1986) "Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of deep basin brines" *J.of Handboob of environmental isotope geochemistry*, 2:05-360.
- Kharaka Y.K., (1985) Water-rock interactions in sedimentary basins.
- Kharaka Y.K., Berry F.A., (1973) "Simultaneous flow of water and solutes through geological membranes-I. Experimental investigation" *J. of Geochimica et cosmochimica Acta*, 37(12):2577-2603.
- Kreitler C.W., (1993) " Geochemical techniques for identifying source records" *J. of Springer Berlin Heidelberg*. PP. 411-466.
- Land L.S., Milliken K.L., (1992) " Feldspar diagenesis in the Frio Formation, Brazoria Country, Texas gulf coast" *J. of Geology* 9:314-318.
- Lasemi Y., (1995) "Platform carbonate of Upper Jurassic Mozduran Formation in the Kopet-Dagh basin, NE Iran, facies, paleoenvironments and sequences" *J.of Sedimentary Geology*, 99: 151-164.
- MacCaffrey MA., Lazar B., Holland HD., (1987) "The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br⁻ and K⁺ with halite" *J. of Sed Petrol* 57:928–937
- McIntosh JC., Walter LM., Martini AM., (2004) "Extensive microbial modification of formation water geochemistry: case study from a Midcontinent sedimentary basin, United States" *J. of Geol Soc Am Bull* 116:743–759
- Mirnejad H., Sisakht V., Mohammadzadeh H., Amini A.H., Rostron B.J., Haghparast G. Majot., (2011) "Minor element chemistry and oxygen and hydrogen isotopic compositions of Marun oil-field brines, Sw iran" *J. of Source history and economic potential.Geological Journal*, 46(1):1-9.
- Moussavi-Harami R., (1986) - Neocomian (Lower Cretaceous continental sedimentation in eastern Kopet- Dagh Basin in NE iran (Abstract): 12thinternational sedimentological congress canbera Australia, P. 220.
- Nadri A., Bagheri R., Raeisi E., Ayatollahi SSH., (2013) " Bolanparvaz-JahromiK Hydrodynamic behavior of a gas-capped deep confined aquifer in Iran" *J. of Environ Earth Sci.* doi:10.1007/s12665-013- 2596-4.

O'zler HK., (2010) "Carbonate weathering and connate seawaterinfluencing karst groundwaters in the Gevas–Gurpinar–Gu'zelsu basins, Turkey" **J. of Environ Earth Sci** 61:323–3.

Parkhurst B.C., & Appelo C. A. J., (2013) " Description of input and examples for PHREEQC version 3---A Computer program for speciation, batch-reaction, one dimensional transport, and inverse geochemical calculations. US geological survey techniques and methods, Book, 6, 497.

Rittenhouse G., (1967) "Bromine in oil-filed waters and its use in determining possibilities of origin of these waters" **J. of AAPG Bulletin** 51 (12), 2430-2440.

Reyes C., Valcon J., AZuaje E., (2010) " A Reliability-Based Systemic Method for Water Production Analysis, Diagnosis and Solution Design" Presented at SPE Latin American & Caribbean PE Conference, Lima, Peru, SPE No. 138935.

Reynolds R., Robert D., (2003) " Produced Water and Associated Issues" Oklahoma Geological Survey Open-File Report.

Robert A.,Letouzey J., Kavooosi M.A., Sherkati S., Muller C., Vergas J., Aghababaei A., (2014) "Structural evolution of Kopeh Dagh fold-and-thrust belt (NE Iran) and interactions with the South Caspian Sea Basin and Amu Darya Basin" **J. of Marine and Petroleum Geology**,32.

Sanders L.L., (1991) "Geochemistry of formation waters from the lower Silurian Clinton Formation (Albion Sandstone), Eastern Ohio (1)" **J. of AAPG Bulletin**, 75(10):1593-1608.

Shouakar-Stash O., Alexeev S.V., Frapce S.K., Alexeeva L.P., Drimmie R.J., (2007) "Geochemistry and stable isotopic signatures, including chlorine and bromine isotopes of the deep groundwaters of the Siberian Platform, Russia" **J. of Applied geochemistry**, 22(3):589-605.

Stash OS., (2008) "Evaluation of stable chlorine and bromine isotopes in sedimentary formation fluids" (Ph.D.Thesis).

Vengosh A., Spivack A.J., Artzi Y., and Ayalon A., (1999) "Geochemical and boron, strontium, and oxygen isotopic constraints on the origin of the salinity in groundwater from the Mediterranean coast of Israel" **J. of Water Resources Research** 35.

- Walter L.M., Stueber A.M., Huston T.J., (1990) "Br-Cl-Na Systematics in Illinois basin fluids : Constraints on fluid origin and evolution" *J. of Geology*, 18(4):315-318.
- White D.E., (1957) "Magmatic, connate, and metamorphic waters" **J. of Geological Society of America** Bulletin, 68 (12):1659-1682.
- White DE., (1965) "Saline waters of sedimentary rocks. In: Young A, Galley GE (eds) Fluids in subsurface environments" **J. of AAPG** Memoir 4:342–366.
- Worden R., (1996) "Controls on halogen concentrations in sedimentary formation waters" **J. of Miner Maga** 60:259–274.
- Worden R., Manning D.A.S., Bottrell S.H., (2005) "Multiple generations of high salinity formation water in the Triassic Sherwood Sandstone: Wytch Farm oilfield, onshore UK" **J. of Applied Geochemistry**.455-475.
- Sanders L.L., (1991) "Geochemistry of formation waters from the lower Silurian Clinton Formation (Albion Sandstone)"**J. of Eastern Ohio** (1) AAPG Bulletin, 75(10):1593-1608.
- Shouakar-Stash O., Drimmie R. J., Zhang M., Frape S. K., (2006) “Compound-specific chlorine isotopes ratio of TCE, PCE and DCE isomers by direct injection using CF-IRM” **J. of Applied Geochemistry**., 21, pp 766-781.
- Zherebtsova IK., Volkova NN., (1966) "Experimental study of behavior of trace elements in the process of natural solar evaporation of Black Sea water and Sasyk-Sivash brine" **J. of Geochem Int** 3:656–670.
- Zamana L. V., (2012, January) " Isotopes of hydrogen and oxygen in nitrogen hot springs of Baikal Rift Zone in terms of interaction in the water-rock system" in **J. of Doklady Earth Sciences** (Vol. 442, No. 1, pp. 81-85). Sp MAIK Nauka/Interperiodica.

Abstract

The production of oil and gas in oil and gas fields is accompanied by production of water (Produced Water). Most of the reservoirs at the beginning of production have fresh water; but with passing time due to the increase in productions and decrease in pressure of reservoir, the produced water gradually becomes saline. The saline Production water causes severe corrosion in pipelines and well head facilities leading to reduction in gas production. Determining the origin of salinity for reducing the salinity is most important. Khangiran gas field is located in the northeast of Iran which composed of two separate gas formations, Mozduran at lower and Shurijeh at the upper part. The produced water samples were collected from fresh and salty wells in the Mozduran reservoir as well as two deep samples from brine below the gas reservoir (at depth of 3 km) for comparison and different analyzes. The Mozduran reservoir has two major problems, high salinity of the produced water, as well as the volume of water produced, rendering some wells unexploitable. The Mozduran gas reservoir in the Khangiran gas-field is formed in the Kopet-Dagh sedimentary basin in the form of sequential sequences of clastic and carbonate sediments of the old sea water. The reservoir is located in the formations of Shurijeh and Mozduran, consisting of limestone, dolomite, sandstone and shale. The Mozduran Formation was deposited in a carbonate platform and Shurijeh Formation in the river systems to coastal deltas during the Jurassic. The TDS Value of produced waters in the Mozduran gas reservoir varies from 1300 to 73000 mg/L with a Cl-Ca to Ca-Na water types. The TDS content of brine in confined high pressure aquifer was 100,000 mg/L. Probable salinity sources of brine in gas-capped confined aquifer can be evaporated sea water, filtration or salt dissolution. According to hydrogeochemical and geological studies of the study area, the primary source of brine below gas reservoir is the old evaporated sea water, which is formed in the lagoon to margin of the continental shelf. By comparing the hydrogeochemical characteristics of Iran's major gas reservoirs, their primary source of brine was the evaporated sea water, indicating forming in the similar sedimentary environment. Considering the high salinity and volume of produced water as well as the hydrochemical properties of Mozduran gas reservoir wells, it can be concluded that brine of gas-capped deep confined aquifer is the main probable salinity source of produced waters in the study area. The old evaporated seawater has been in contact with various formations since the burial time, and their initial composition has altered. The concentration of all ions has increased to saturation in brine due to the evaporation of sea water. However, over the time, the concentrations of Ca, Li, Sr, B and I ions have been increased compared to the original source and the concentration of Na, Mg and SO₄ ions have been decreased. The geochemical evolution of this reservoir has been affected by evaporation, water-gas and water-rock reactions such as dolomitization, albitization of plagioclase, illitization of Smectite, sedimentation or dissolution of sulfate minerals, magnesium carbonate precipitation. Concentration of potassium and chloride ions was mainly influenced by the process of evaporating the old sea water. The results of this research are used to identify the history of sedimentation; secondary geochemical processes in the reservoir, determination the origin and the salinization mechanism of produced water from the gas reservoirs area to achieve sustainable management of the reservoir.

Keywords: Brine, Hydrogeochemical, Isotopic, Khangiran reservoir



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciencens

M.sc thesis in hydrogeology

**Evaluation of the origin of produced waters in the gas wells of
Khangiran reservoir**

By:

Mahdi Miri

Supervisor:

Dr. R. Bagheri

Advisor:

Dr. A. Taheri

January 2019