

بررسی آزمایشگاهی و عددی پیشروی آب شور در آبخوان‌های آزاد ساحلی تحت اثر تغییرات ناگهانی هد در مرزها

سید سجاد مهدی زاده^{۱*}، امیر محسن دینی^۲ و میلاد غرقی^۳

۱- استادیار گروه مهندسی عمران، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران مرکز، تهران
۲- کارشناس ارشد آب و سازه های هیدرولیکی، گروه مهندسی عمران، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران مرکز، تهران
۳- کارشناس مهندسی عمران، گروه مهندسی عمران، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران مرکز، تهران

*saj.mehdizadeh@iauctb.ac.ir

(دریافت مقاله: ۹۷/۱۱/۱۵؛ پذیرش مقاله: ۹۸/۰۳/۳۱)

چکیده- افزایش تراز آب دریا و برداشت بیش از حد آب زیرزمینی به ترتیب سبب تغییر هد در مرز خروجی و ورودی آب شیرین شده و افزایش پیشروی شوری را در آبخوان به دنبال خواهد داشت. در این تحقیق واکنش یک آبخوان آزاد ساحلی به این تغییرات به صورت آزمایشگاهی و عددی بررسی شده است. سه آزمایش پیشروی شوری ترتیب داده شده و با افزایش یا کاهش هد در مرز دریا و مرز خشکی، از تغییرات گوه شوری با زمان تصویربرداری گردید. مشخصه‌های بررسی شده موقعیت پنجه شوری، مساحت ناحیه انتقالی و حجم آب شور بوده است. نتایج حاصل از مدل‌های فیزیکی و ریاضی تطابق مناسبی با یکدیگر داشته‌است. خروجی هر دو آنها حاکی از این است که افزایش ناگهانی هد در مرز دریا یا کاهش قابل ملاحظه هد در مرز خشکی، شوری داخل آبخوان را از حالت گوه‌ای شکل خارج کرده به طوری که سرعت پیشروی شوری از نوک گوه سریعتر از سایر مناطق می‌شود. همچنین ایجاد گرادیان معکوس هیدرولیکی (گرادیان از دریا به سمت خشکی) گسیل حجم قابل توجهی از آب دریا به داخل آبخوان را سبب می‌شود، به گونه‌ای که پنجه شوری تا مرز خشکی نیز می‌تواند امتداد یابد. یافته‌های حاصل از شبیه‌سازی عددی نشان می‌دهد که با افزایش سرعت پیشروی آب شور در آبخوان، اثر مولفه انتقال بیشتر از مولفه پخش می‌شود. این افزایش سرعت، نقش ضریب پخش را نیز پررنگ‌تر کرده و مساحت ناحیه انتقالی افزایش خواهد یافت، هرچند که میزان افزایش حجم آب شور داخل آبخوان نسبت به میزان رشد دو مشخصه دیگر بالاتر می‌باشد.

کلید واژگان: پیشروی شوری، تغییر هد، آبخوان ساحلی، مدل آزمایشگاهی، مدل عددی، مرز دریا و خشکی.

۱- مقدمه

پیشروی شوری به داخل آبخوان نمونه‌ای از این تأثیرگذاری‌ها است (Werner, 2017). کمیته بین‌المللی تغییر اقلیم^۱ افزایش تراز آب دریا را ۱۰ تا ۲۰ میلی‌متر در سال برای قرن جاری متناسب با رشد جمعیت، توسعه اقتصادی و استفاده از انرژی‌های نو و تجدید پذیر تخمین زده‌است (Bates et al., 2008). از این رو تحقیق‌های زیادی در دهه گذشته در ارتباط با تأثیر افزایش تراز آب دریا بر

انسان نقشی اساسی بر رفتار اقلیم دارد. روند کنونی افزایش متوسط دمای جو و سطح زمین در اثر تولید و انتشار بی‌رویه گازهای گلخانه‌ای، ذوب شدن یخ‌ها و برف‌ها در نقاط مختلف کره زمین و در نتیجه بالا آمدن سطح آب دریاها و اقیانوس‌ها را در پی خواهد داشت. افزایش تراز آب دریا در دراز مدت تأثیرات زیادی بر مناطق ساحلی می‌گذارد. افزایش فرسایش سواحل و

1. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)

میزان پیشروی شوری در آبخوان‌های ساحلی شکل گرفته است که از میان آنها می‌توان به مطالعات Masterson and Werner and Simmons (Garabedian 2007، Chang et al., 2011، Watson et al., 2010، 2009 Morgan et al., 2015، Ketabchi et al., 2014 و Mehdizadeh et al., 2017) اشاره کرد. در پژوهش‌های یاد شده با ارائه راه‌حل‌های تحلیلی یا انجام مدل‌سازی ریاضی با استفاده از دو رویکرد مرز مشترک و اختلاطی میزان پیشروی شوری در آبخوان‌های ساحلی تحت سناریوهای محتمل افزایش تراز آب دریا‌های آزاد و اقیانوس‌ها در آینده محاسبه شده است. در این مطالعات میزان بالآمدگی سطح دریا، محل آبخوان (ساحلی، جزیره‌ای)، شرایط مرزی حاکم بر آبخوان، نوع آبخوان اعم از آزاد یا تحت فشار بودن، همگنی و ناهمگنی آن و مقدار شیب ساحل متغیرهای تأثیرگذار بوده‌اند. از نتایج این تحقیق‌ها مشخص است که واکنش آبخوان‌های آزاد و تحت فشار به افزایش تراز آب دریا متفاوت است. همچنین پاسخ آبخوان‌ها هنگامی که شرط مرزی ورودی آب شیرین با هد ثابت^۱ یا با دبی ثابت^۲ باشد نیز متفاوت خواهد بود. نگاه اولیه به این مسأله این نتیجه را در پی خواهد داشت که افزایش تراز آب دریا کاهش گرادیان هیدرولیکی را به دنبال دارد و در نتیجه پیشروی شوری در آبخوان رخ خواهد داد. با این وجود، در آبخوان‌های تحت فشار و با شرایط دبی ثابت در مرز خشکی، افزایش ناگهانی تراز آب دریا، سبب پیشروی شوری در زمان‌های اولیه خواهد شد. در ادامه گسیل مقدار مشخص آب شیرین از مرز خشکی، سطح آب زیرزمینی را بالا برده و کاستی را جبران کرده گوه شوری تا حد محسوس به عقب باز خواهد گشت (Chang et al., 2011).

مسأله افزایش تراز آب دریا در آبخوان‌ها با در نظر گرفتن شیب سطح ساحل (عمود بر خط ساحلی) نیز شکل دیگری به خود خواهد گرفت. در این آبخوان‌ها با افزایش تراز آب دریا، در صورت وجود شیب ساحلی محسوس، پیشروی آب دریا از سطح ساحل نیز اتفاق افتاده و آب دریا از این سطح به داخل آبخوان نفوذ خواهد کرد که منجر به تسریع پیشروی شوری می‌شود (Ataie-)

مشاهده پیشروی آب دریا به آبخوان‌های ساحلی، در شرایط کنترل شده آزمایشگاهی همواره به عنوان تاییدی بر نتایج حاصل از مدل‌های ریاضی موجود به کار خواهد رفت (Morgan et al., 2013). از اینرو به تناسب انجام شبیه‌سازی‌های عددی یا ارائه راه‌حل‌های تحلیلی که عموماً با فرضیاتی همراه است، در ارتباط با تاثیر افزایش تراز آب دریا بر افزایش پیشروی شوری، مشاهدات آزمایشگاهی نیز صورت پذیرفته است. به طور مثال Morgan et al., (2013) با استفاده از یک مدل فیزیکی، عقب‌رفتی را که گوه شوری در آبخوان‌های آزاد با شرط مرزی دبی ثابت در نتیجه افزایش تراز سطح دریا طی می‌کند، نشان دادند. مطابق مطالعات Ketabchi et al. (2016) تعداد مشاهدات آزمایشگاهی در این موضوع بسیار محدود بوده و تمرکز اصلی مشاهدات آزمایشگاهی در چند سال گذشته بر ارائه راه‌حلی نوآورانه و استفاده از تکنولوژی به‌روز پردازش تصاویر جهت مشاهده ناحیه انتقالی بوده‌است (به طور مثال Robinson et al., 2016 و یا رضاپور و همکاران ۱۳۹۷). از طرف دیگر، کمیته بین‌المللی تغییر اقلیم بیان کرده که در آبخوان‌های ساحلی کاهش شدید هد آب شیرین که کاهش سطح آب زیرزمینی را در پی خواهد داشت به لحاظ مقدار و دفعات وقوع، در مقایسه با افزایش تراز آب دریا، نگران‌کننده‌تر بوده و سبب پیشروی شوری با شدت بالاتری خواهد شد (Bates et al., 2008). از اینرو (Badaruddin et al., 2015) به بررسی آزمایشگاهی این موضوع پرداختند و نشان دادند

1. Constant-Head boundary condition
2. Constant-Flux boundary condition

برای اجرای آبخوان در آزمایشگاه استفاده شده است. انتخاب ماسه بر اساس انتخاب ماسه طبیعی با اندازه ذره تقریباً یکنواخت استوار بوده است. دانه‌بندی ماسه مطابق با آزمایش الک استاندارد انجام پذیرفته است. برای محاسبه هدایت هیدرولیکی (K : cm/min) در آزمایشگاه از تست معتبر هد ثابت ستون داری استفاده شده است. این آزمایش حداقل سه بار تکرار شده و از نتایج متوسط آنها در مدلسازی استفاده شده است. متوسط مقادیر هدایت هیدرولیکی با استفاده از این آزمایش ۲۷ cm/min بدست آمده است. با وجود اینکه حداکثر تلاش شده تا میزان تراکم مواد در استوانه داری کاملاً مطابق با میزان تراکم ماسه در فلوم آزمایشگاهی باشد، اما وجود مقداری تفاوت در شیوه تراکم، منجر به اختلاف در مقدار K واقعی و مقدار بدست آمده در استوانه داری خواهد شد. از این رو میزان هدایت هیدرولیکی در داخل فلوم آزمایشگاهی نیز بدست آمده تا بهینه‌ترین مقدار برای این پارامتر در مدلسازی جایگزین شود. مقدار تخلخل (n) نیز مطابق روش اشباع آب انجام شده توسط Fetter (2001) برابر با ۰/۳۷۶ بدست آمده است. از آنجایی که تأثیر آبدهی ویژه (S_v) در آبخوان‌های آزاد بسیار بیشتر از ضریب ذخیره ویژه (S_s : m⁻¹) می‌باشد، مقدار آبدهی ویژه با استفاده از روش اشباع-زهکشی ارائه شده توسط Johnson (1966) برابر با ۰/۲۹ بدست آمده است.

آزمایش‌ها به صورت سه بعدی در یک فلوم ماسه به طول و ارتفاع ۱۰۰ سانتی متر و عرض ۳۰ سانتی متر انجام شده است (شکل ۱). دیوارهای این فلوم از شیشه شفاف با ضخامت ۱۵ میلی‌متر ساخته شده تا امکان تصویربرداری فراهم شود. به جهت استحکام بخشی کل فلوم و همچنین تحمل وزن ماسه اشباع در خلال آزمایش، کل مجموعه توسط یک قاب فلزی مهار شده است. در دو طرف این فلوم و در دو ستون ۲۰ منفذ دایره‌ای با فاصله ۱۰ سانتی متری نسبت به هم تعبیه شده که شیرهای پلاستیکی ورود و خروج آب در آنها تعبیه شده‌اند. در داخل مجرای این شیرها نیز یک توری فلزی با ابعاد مش ریزتر از قطر ماسه قرار داده شده تا از انسداد جریان توسط ماسه و یا خروج ماسه از فلوم به داخل مجرای شیر جلوگیری شود.

که در آبخوان‌های آزاد ساحلی، با معکوس شدن گرادیان هیدرولیکی از دریا به خشکی علاوه بر پیشروی شوری در لایه‌های پایینی آبخوان، امکان شور شدن سطح آب زیرزمینی نیز وجود دارد و این امر برای آبخوان‌های عمیق با ضرایب پخش بالا محتمل‌تر خواهد بود.

افزایش ناگهانی هد دریا بدترین سناریویی است که در نتیجه تغییر اقلیم می‌توان تصور کرد. وقوع سونامی در اقیانوس‌ها و موج انتقال سریع آب از طرف آن به سمت خشکی را نیز می‌توان در قالب این افزایش تراز بررسی کرد. از طرف دیگر برداشت آبی و بیش از حد آب شیرین از چاه‌ها به طور مثال برای استفاده در صنعت افت ناگهانی هد آب شیرین را در مرز یک آبخوان ساحلی در پی خواهد داشت. آنچه نتایج مطالعات گذشته نشان می‌دهد، تاکنون واکنش آبخوان‌های آزاد ساحلی به این تغییر ناگهانی ترازها در مرزهای با هد ثابت در شرایط آزمایشگاهی مورد ارزیابی قرار نگرفته است. درک مشخصات گوه شوری در صورت ایجاد یک گرادیان قوی هیدرولیکی (به سمت دریا یا خشکی) شامل تغییر شکل پیشروی و اثرات آن بر موقعیت پنجه و ضخامت ناحیه انتقالی به ما در درک درست رفتار آب شور در داخل آبخوان کمک می‌کند و نتایج آن می‌تواند تائیدی بر خروجی‌های شبیه‌سازی عددی و نهایتاً راهنمایی برای تصمیم‌گیران باشد. از اینرو در این تحقیق سه سناریو با تغییر هد در مرز دریا و خشکی تعریف شده که متناسب با آن خصوصیات پیشروی شوری شامل پنجه شوری، ضخامت ناحیه انتقالی و حجم آب شور محاسبه شده است. همچنین میزان هم‌پوشانی مشاهدات آزمایشگاهی با خروجی‌های مدل ریاضی با توجه به افزایش سریع سرعت جریان‌ات آب زیرزمینی و اثرپذیری ضریب پخش از آن بدست آمده است.

۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- تنظیمات آزمایشگاهی

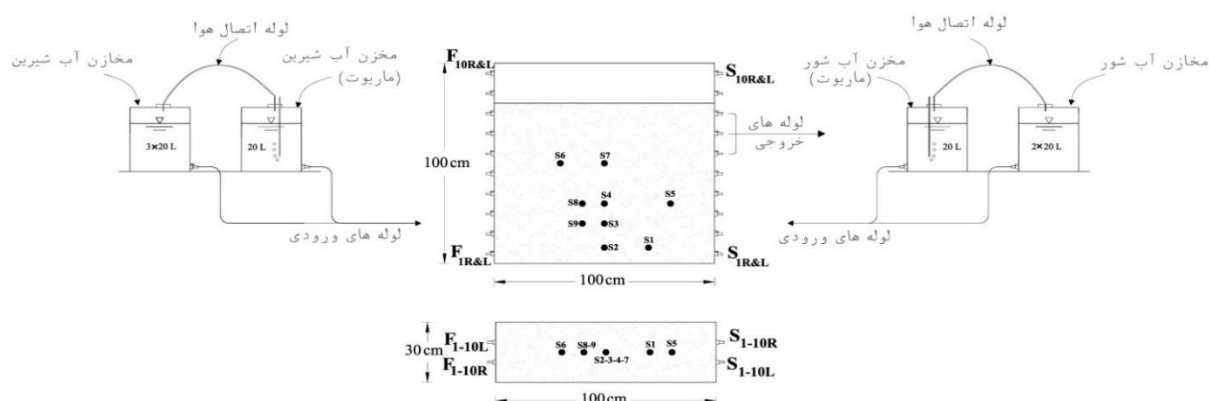
تنظیمات شرایط آزمایشگاهی در این تحقیق مطابق با شرایط استفاده شده در مطالعه Mehdi-zadeh et al. (2014) است. از یک نوع ماسه با دانه بندی یکسان (اندازه d_{60} و d_{50} ، d_{10} به ترتیب ۰/۹۱، ۱/۵۲ و ۱/۶۳ میلی‌متر)

Simmons et al., Schincariol and Schwartz, 1990؛ Shi et al., 2011؛ Werner et al., 2009؛ 2002؛ Mehdi-zadeh et al., 2014 و Badaruddin et al., 2015). در آزمایش‌های حاضر میزان غلظت ماده رنگی ۵۰۰ میلی گرم در هر لیتر آب شهری بوده است. اضافه کردن این ماده رنگی باعث تغییر جزئی در میزان هدایت الکتریکی آب شور خواهد شد که با استفاده از یک ضریب اصلاحی این نقصان برطرف شده است. از الگوریتم ارائه شده توسط Fofonoff and Millard Jr. (1983) در تبدیل میزان EC به غلظت با کمک دمای نمونه بهره گرفته شده است. مطابق این روش و در دمای ۱۹ درجه سانتی‌گراد مقدار EC محلول آب شور و رودامین برای آزمایش اول، دوم و سوم به ترتیب ۴۱/۴۸، ۳۹/۴ و ۳۸/۱ ms/cm بوده است. غلظت منبع آب شور نیز برای آزمایش اول، دوم و سوم به ترتیب ۳۰/۸، ۲۹/۱۰ و ۲۸/۰ gr/lit به دست آمده است. هرچند مقادیر انتخاب شده به غلظت متعارف آب دریاها، آزاد و اقیانوس‌ها (۳۵ gr/lit) نزدیک بوده اما از آنجاییکه آزمایش‌ها مقیاس کوچک شده‌ای از پروتوتایپ نیستند، این تفاوت با اهداف تعیین شده در این تحقیق تعارض نخواهد داشت.

از چهار مخزن ماریوت (۸۰ لیتر) به عنوان مخازن آب شیرین و سه مخزن ماریوت (۶۰ لیتر) به عنوان مخازن تأمین کننده آب شور استفاده شده است. سه سری آزمایش مطابق جدول ۱ انجام شده است. محدودیت‌هایی از جمله تغییر ارتفاع مخازن ماریوت جهت تنظیم هد جدید و ثابت نگه داشتن مقادیر آن هد در خلال آزمایشات، طول و ارتفاع ثابت آبخوان و همچنین تنظیم هد در مرزها به گونه‌ای که گوه شوری ابتدا در ابعاد مناسب تشکیل شود و در مرحله غیردائمی فرصت و فاصله کافی جهت پیشروی بیشتر را داشته باشد، در انتخاب مقادیر هد در این جدول نقش داشته است. در تمامی این آزمایش‌ها ارتفاع ماسه در فلوم ۸۰ سانتی‌متر لحاظ شده است. در این آزمایش‌ها آب شیرین از طریق پورت‌های $F_{1R\&L}$ تا $F_{8R\&L}$ (پورت‌های F_{2R} و F_{7L} برای مانومتر) و آب شور از طریق پورت‌های $S_{1R\&L}$ تا $S_{5R\&L}$ (پورت‌های S_{2L} و S_{5R} برای مانومتر) وارد فلوم خواهند شد. مخلوط

از روش توزیع اشباع مشابه روش ارائه شده توسط مهدی‌زاده و وفایی (۱۳۹۵) به منظور توزیع یکنواخت ماسه، خروج حباب‌های هوای موجود در فضاهای خالی ماسه و همچنین کمترین میزان نشست ماسه استفاده شده است. کل مجموعه فلوم ماسه با استفاده از لوله‌هایی از جنس PVC به مخازن ماریوت مطابق آزمایش‌های انجام گرفته توسط Klute and Dirksen (1986) متصل شده‌اند. ظرفیت هرکدام از این مخازن ۲۰ لیتر بوده که وظیفه تأمین آب شیرین و شور را بر عهده دارند. از آنجاییکه عرض ۳۰ سانتی‌متری فلوم ماسه، آزمایش‌ها را به شرایط سه بعدی شبیه می‌نماید و احتمال تفاوت شکل گوه شوری در تصاویر با شکل واقعی در داخل آبخوان وجود خواهد داشت، لوله‌هایی به قطر ۵ میلی‌متر در داخل فلوم مطابق شکل ۱ قرار داده شده‌اند. محل استقرار این لوله‌ها مطابق شکل از S_1 تا S_9 نامگذاری شده‌اند. در خلال آزمایش‌ها به تناسب از این لوله‌ها آب با سرنگ بیرون کشیده شده و توسط یک هدایت الکتریکی سنج (EC متر) (Milwaukee, EC60) غلظت شوری در آنها تعیین شد.

از سدیم کلراید صنعتی (NaCl: Laboratory USP) (reagent, Neutron Pharmachemical Company, Iran) با خلوص بالا به عنوان منبع شوری استفاده شده است. جهت نشان دادن نحوه تشکیل گوه نمکی و طول پیشروی آن باید یک ماده رنگی به آب شور تزریق کرد. محققین به تناسب دسترسی به ماده رنگی مناسب (به لحاظ دارا بودن چگالی تقریباً مشابه با آب شور و همچنین قابلیت انحلال در آب) از مواد رنگی مختلفی چون رنگ دانه‌های غذایی، پرمنگنات پتاسیم و رودامین استفاده کردند. در این تحقیق نیز از رودامین نوع B (Merck Company, Germany) استفاده شده است. یکی از مهم‌ترین خصوصیات ماده رنگی باید عدم جذب توسط ذرات ماسه باشد. این اتفاق باعث تأخیر در حرکت ماده رنگی نسبت به حرکت آب شور خواهد شد و نتایج را با خطا مواجه می‌کند. مطابق یافته‌های محققان گذشته به علت چسبندگی، از رودامین نمی‌توان برای ذرات مصنوعی از جنس شیشه استفاده نمود، اما از این ماده به دفعات برای ماسه‌های طبیعی استفاده شده است (به طور مثال



شکل ۱ تنظیمات آزمایشگاهی برای آزمایش‌های انجام شده

ملاک رسیدن به حالت دائمی ثابت ماندن دبی خروجی از فلوم و همچنین ثابت بودن پهنه شوری لحاظ شده است. سپس مرحله غیردائمی با تغییر ناگهانی هد در مرز خشکی یا دریا آغاز گشته و آزمایش‌ها تا رسیدن به حالت دائمی جدید (یا اتمام آب مخزن ماریوت، هرکدام که زودتر اتفاق بیفتد) ادامه داشته اند.

آب شور و شیرین نیز از شیرهای $S_{6R\&L}$ و $S_{7R\&L}$ و $S_{8R\&L}$ از سیستم خارج می‌شود. قبل از شروع هر آزمایش، فلوم ابتدا با آب شیرین در حالیکه تمامی پورت‌های آب شور بسته بودند، کاملاً اشباع می‌شده است. در تمامی آزمایش‌ها به گوه شوری در ابتدا اجازه داده شده است تا به داخل آبخوان پیشروی کرده و به حالت دائمی برسد.

جدول ۱ تنظیم مقادیر هد و غلظت آب شور در سه آزمایش انجام شده در این مطالعه

شماره آزمایش	غلظت آب شور (gr/lit)	هد مرزها در حالت دائمی (cm)		سایر توضیحات
		خشکی (H_{fs})	دریا (H_{ss})	
۱	۳۰/۸	۷۱/۹	۷۰/۲	۷ میلی‌متر افزایش در مرز دریا
۲	۲۹/۱	۷۴/۸	۷۳/۰	۱۹ میلی‌متر کاهش در مرز خشکی
۳	۲۸/۰	۶۹/۴	۶۷/۵	۲۴ میلی‌متر افزایش در مرز دریا

غلظت با زمان تنها برای خاک‌های اشباع حاصل می‌شود. معادلات جریان آب زیرزمینی و پخش و انتقال آلاینده در یک محیط متخلخل اشباع شامل دو رابطه زیر است (Langevin et al., 2008):

$$\nabla \cdot \left[K\rho \left(\nabla h + \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \nabla z \right) \right] = \rho S_s \frac{\partial h}{\partial t} + n \frac{\partial \rho}{\partial t} \quad (1)$$

$$n \frac{\partial C}{\partial t} + \nabla \cdot (nD\nabla C) - \nabla \cdot (vC) = 0.0 \quad (2)$$

که در آنها ρ چگالی سیال مخلوط (آب شیرین و شور)، C غلظت آن، ρ_f چگالی آب شیرین، K هدایت هیدرولیکی، h میزان هد هیدرولیکی، z تراز نقطه، S_s ذخیره ویژه، n میزان تخلخل، D ضریب پخش، v سرعت و نهایتاً t زمان است. پارامتر چگالی سیال دو معادله فوق را به هم وابسته

یک دوربین با وضوح ۱۶ مگاپیکسل در فاصله ۱/۵ متری از فلوم به گونه‌ای تنظیم شود که تمامی طول آن را پوشش دهد. در آزمایش‌های غیردائمی به علت حرکت نسبتاً سریع جریان‌های شور و شیرین در داخل آبخوان، از تنظیم خودکار عکس‌برداری دوربین با فاصله زمانی یک دقیقه استفاده شده است.

۲-۲- تنظیمات مدل وابسته به چگالی

در این تحقیق از کد عددی اختلاف محدود SEAWAT بهره گرفته شده است. در SEAWAT دو معادله جریان سیال و انتقال و پخش آلاینده به طور همزمان اما وابسته به هم حل شده و نتیجه شبیه‌سازی به صورت توزیع هد و

می‌کند. رابطه بین غلظت و چگالی در این کد، خطی تنظیم شده است. از اینرو با فرض چگالی آب شیرین (با $C=0$) و دریا (با $C=35$ gr/lit) به ترتیب 1000 و 1025 gr/lit، خواهیم داشت:

$$\rho = \rho_f + 0.7143C \quad (3)$$

که در آن عدد ثابت 0.7143 معرف شیب غلظت است. در انتخاب ابعاد شبکه حل به دلیل موثر بودن ابعاد در دقت شبیه‌سازی و ضخامت ناحیه انتقالی، از معیار عدد پکلت کمتر از 4 استفاده شده است (Voss and Souza, 1987). مطابق این رابطه برای آبخوان در مقیاس آزمایشگاهی مطالعه حاضر Δx و Δz به ترتیب $1/0$ و $0/5$ سانتی متر لحاظ شده و عرض آبخوان نیز به 6 ردیف با ضخامت $6/0$ سانتی متر تقسیم شده است. از رابطه تجربی Todd and Mays (نمایه شده در Xu and Eckstein 2005) به جهت تخمین مقدار پراکندگی طولی استفاده شده و مقدار آن $0/25$ سانتی متر بدست آمده است. همچنین پراکندگی قائم و عرضی $0/1$ برابر پراکندگی طولی و ضریب پخش مولکولی صفر فرض شده است. گام زمانی برای حل معادله جریان و معادله پخش و انتقال آلاینده به ترتیب 15 و 5 ثانیه لحاظ شده است. متناسب با میزان غلظت مخازن شوری چگالی آب شور در آزمایش اول، دوم و سوم به ترتیب $1022/0$ ، $1020/8$ و $1020/0$ بدست آمده است و این در حالیست که چگالی آب شهری در هر سه آزمایش 1000 gr/lit فرض شده است.

۱- درصد پیشروی پنجه شوری

$$I_X = 100 \times \left(\frac{X_{ti} - X_{t0}}{X_{t0}} \right) \quad (4)$$

که در آن I_X درصد پیشرفت پنجه شوری، X_{ti} موقعیت پنجه شوری در زمان i پس از تغییر هد و X_{t0} موقعیت پنجه شوری در انتهای حالت دائمی و قبل از تغییر هد می‌باشد.

۲- درصد افزایش/کاهش مساحت ناحیه انتقالی

$$I_A = 100 \times \left(\frac{A_i - A_0}{A_0} \right) \quad (5)$$

که در آن I_A درصد تغییر مساحت ناحیه انتقالی، A_i مساحت ناحیه انتقالی در زمان i پس از تغییر هد و A_0 مساحت ناحیه انتقالی در انتهای حالت دائمی می‌باشد.

۳- درصد افزایش حجم آب شور

$$I_V = 100 \times \left(\frac{V_{si} - V_{s0}}{V_{s0}} \right) \quad (6)$$

که در آن، I_V درصد افزایش حجم آب شور، V_{si} حجم آب شور در زمان i پس از تغییر هد و V_{s0} حجم آب شور داخل آبخوان قبل از تغییر هد می‌باشد.

۳- نتایج و بحث

۳-۱- مقایسه نتایج آزمایشگاهی و خروجی

شبیه‌سازی عددی

از آنجاییکه در نتیجه افزایش ناگهانی تراز و ایجاد تراز آب زیرزمینی جدید بخشی از خاک غیراشباع به اشباع تبدیل

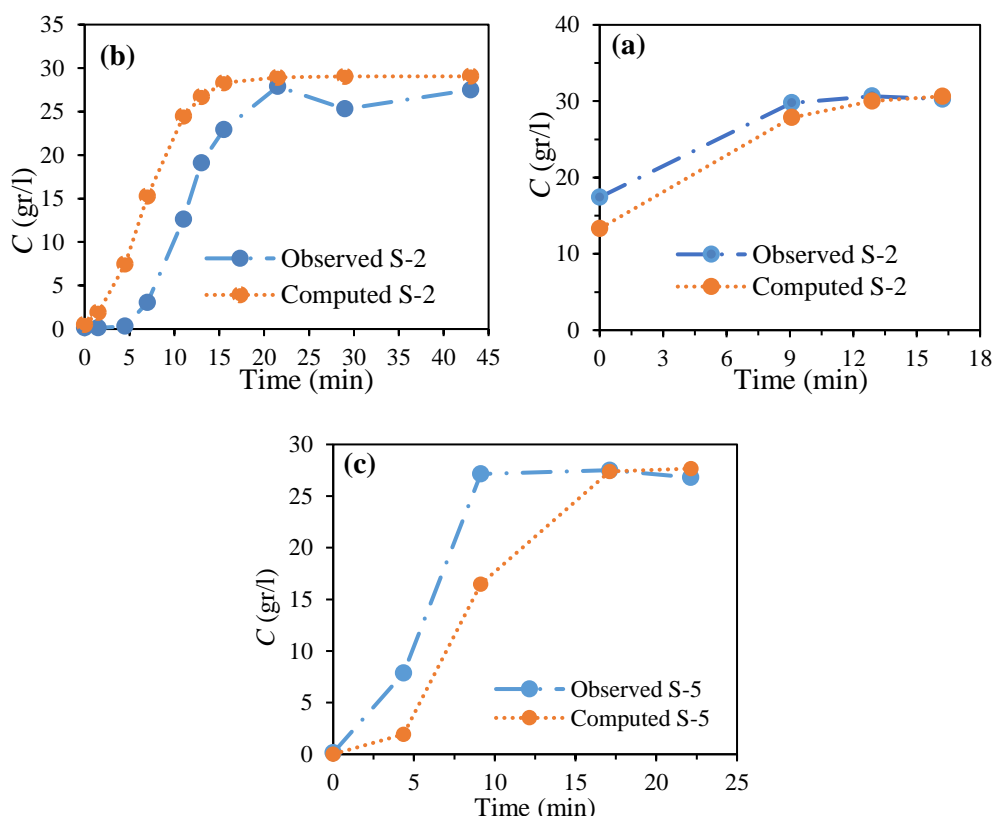
می‌کند. رابطه بین غلظت و چگالی در این کد، خطی تنظیم شده است. از اینرو با فرض چگالی آب شیرین (با $C=0$) و دریا (با $C=35$ gr/lit) به ترتیب 1000 و 1025 gr/lit، خواهیم داشت:

۳-۲- تعریف پارامترهای معرف شوری

سه مشخصه موقعیت پنجه شوری، ضخامت ناحیه انتقالی و حجم آب شور معرف پیشروی شوری در آبخوان لحاظ شده است. موقعیت پنجه شوری (X_i) فاصله محل تماس کانتور غلظت $0.05C_0$ با کف فلوم تا مرز دریا تعریف شده که در آن C_0 غلظت شوری آب دریا می‌باشد. در روند شکل‌گیری گوه شوری ناحیه انتقالی به محدوده غلظت‌های بیشتر از 5 درصد آب دریا و کمتر از 95 درصد آب دریا اطلاق می‌شود. مساحت آب شور در این ناحیه (A) که معرف آب اصطلاحاً لب شور می‌باشد، در تعیین

نظر از غلظت های زیر ۵٪ شوری دریا (که می توان تلقی آب شیرین از آنها داشت)، بیشینه اختلاف مشاهده های آزمایشگاهی با نتایج عددی برابر است با ۹۵٪ که مربوط به نمونه شماره ۲ پس از گذشت ۴ دقیقه از اجرای غیردائمی آزمایش دوم و کمترین اختلاف برابر با ۳٪ که مربوط به نمونه شماره یک پس از گذشت ۱۹ دقیقه از افزایش هد در مرز دریا در آزمایش سوم حاصل شده است.

خواهد شد و یا در نتیجه کاهش تراز آب شیرین برخی از سلول های اشباع در مدل خشک می شوند، بررسی صحت مدل سازی ریاضی توسط کد SEAWAT خصوصاً در نواحی مشرف به سطح آب زیرزمینی حائز اهمیت است. مقایسه غلظت نمونه های برداشتی و خروجی شبیه سازی عددی برای برخی از نقاط نمونه گیری در زیر ارائه شده است. همانطور که این اشکال نشان می دهند هماهنگی مناسبی بین مقادیر مشاهداتی و محاسباتی وجود دارد. با صرف



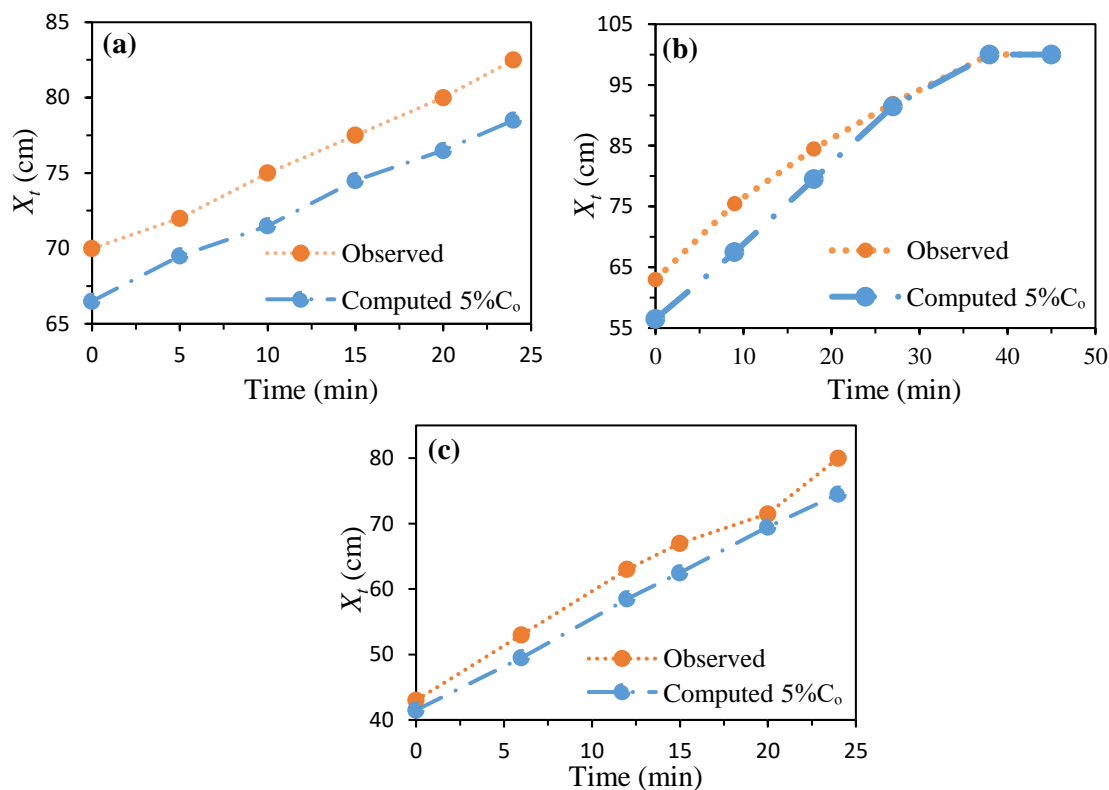
شکل ۲ نمودار مقایسه ای غلظت برداشتی و شبیه سازی در موقعیت برخی از محل های نمونه گیری (a) موقعیت S₂ در آزمایش اول، (b) موقعیت S₂ در آزمایش دوم و (c) موقعیت S₅ در آزمایش سوم

درصد اختلاف بیشینه در آزمایش دوم ۹/۶٪ در حالت دائمی و درصد خطای کمینه پس از گذشت ۲۴ دقیقه در حالت غیر دائمی (۰/۵٪) است. همانند آزمایش اول هد سمت دریا در آزمایش سوم افزایش یافته است با این تفاوت که این افزایش منجر به تشکیل گرادیان هیدرولیکی معکوسی به سمت خشکی شده و شوری با سرعت بیشتری به داخل آبخوان پیشروی خواهد کرد. در این آزمایش، اختلاف بیشینه برابر با ۶/۵٪ پس از گذشت

موقعیت پنجه شوری با زمان در هر سه آزمایش اندازه گیری شده است. در هر سه آزمایش، تغییر هد در مرزهای خشکی و دریا سبب افزایش پیشروی شوری به داخل آبخوان شده است. درصد اختلاف بیشینه و کمینه نتیجه مشاهده شده در آزمایشگاه با خروجی مدل SEAWAT در آزمایش اول ۳/۷٪ و ۱/۹٪ بوده که به ترتیب در حالت دائمی (قبل تغییر هد) و پس از گذشت ۲۰ دقیقه از شروع غیردائمی آزمایش حاصل شده است.

ماریوت و ثابت شدن هد در مرزها، سبب اختلاف زمانی بین نتایج آزمایش و مدل عددی خواهد شد. اختلاف حاصله در این مطالعه همچنین با همپوشانی مشاهدات آزمایشگاهی و خروجی مدل SEAWAT ارائه شده توسط Badaruddin et al. (2015) مطابقت دارد هرچند آنها بیان کردند که زمانی که پنجره خروجی آب لب شور به دریا بسته شود، سطح آب زیرزمینی شور خواهد شد و این امر بر اختلاف نتایج خواهد افزود.

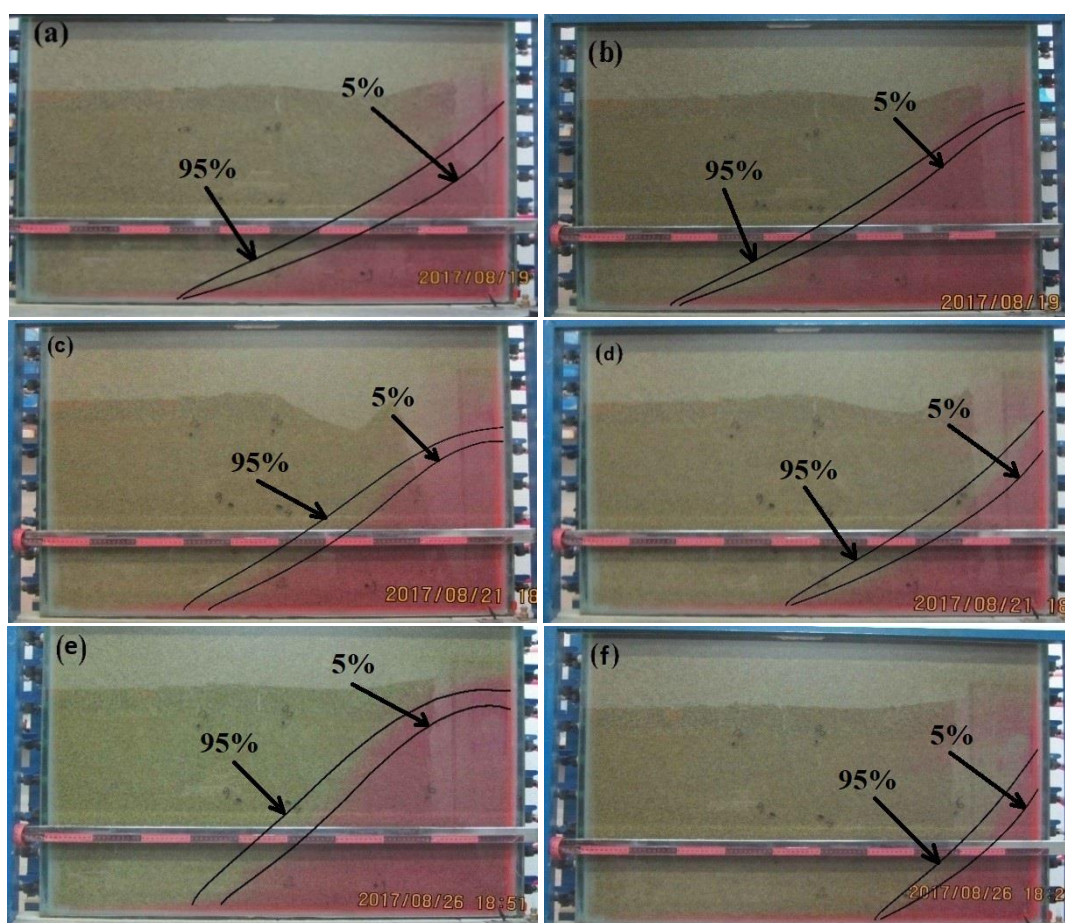
۲۰ دقیقه از اجرای غیر دائمی و اختلاف کمینه برابر با ۱/۱٪ مربوط به انتهای حالت دائمی محاسبه شده است. علت این اختلاف‌ها را می‌توان به چند علت مرتبط دانست: (۱) در متراکم کردن ماسه علی‌رغم دقت بالا در کوبیدن خاک، ممکن است آبخوان همگن و یا همسانی تولید نشده باشد و این درحالیستکه آبخوان در مدلسازی ریاضی کاملاً همگن و همسان بوده‌است. (۲) چسبندگی جزئی ماده رنگی به ذرات ماسه در آزمایشگاه دیده شده است و (۳) مدت زمان صرف شده برای عملکرد مناسب مخازن



شکل ۳ نمودار مقایسه پنجه شوری به دست آمده در آزمایشگاه و مدل عددی، (a) آزمایش اول، (b) آزمایش دوم و (c) آزمایش سوم

خروجی مدل عددی SEAWAT وجود دارد. بررسی‌ها نشان می‌دهد که تغییر چشمگیر هد در مرز دریا و خشکی (آزمایش دوم و سوم) سبب تغییر شکل شوری می‌شود به طوری که پیشرفت شوری در نوک گوه سریعتر از سایر بخش‌های آن بوده و شوری را از حالت گوه‌ای شکل خارج می‌کند.

از آنجاییکه در آزمایشگاه به علت کمبود تجهیزات مناسب آزمایشگاهی عملاً برداشت ناحیه انتقالی غیر ممکن بوده است. این ناحیه توسط مدل SEAWAT تعیین و بر روی نتایج حاصله از آزمایشگاه مطابق شکل ۴ قرار داده شده است. همچنان که این اشکال نشان می‌دهند به لحاظ شکل گوه شوری، تطابق مناسبی بین نتایج آزمایشگاهی و



شکل ۴ شکل گوه شوری و ضخامت ناحیه انتقالی در آزمایشگاه و مدل عددی (a) و (b) به ترتیب انتهای حالت دائمی و ۲۴ دقیقه پس از تغییر هد در آزمایش اول، (c) و (d) به ترتیب انتهای حالت دائمی و ۱۸ دقیقه پس از تغییر هد در آزمایش دوم و (e) و (f) انتهای حالت دائمی و ۲۴ دقیقه پس از افزایش هد در آزمایش سوم

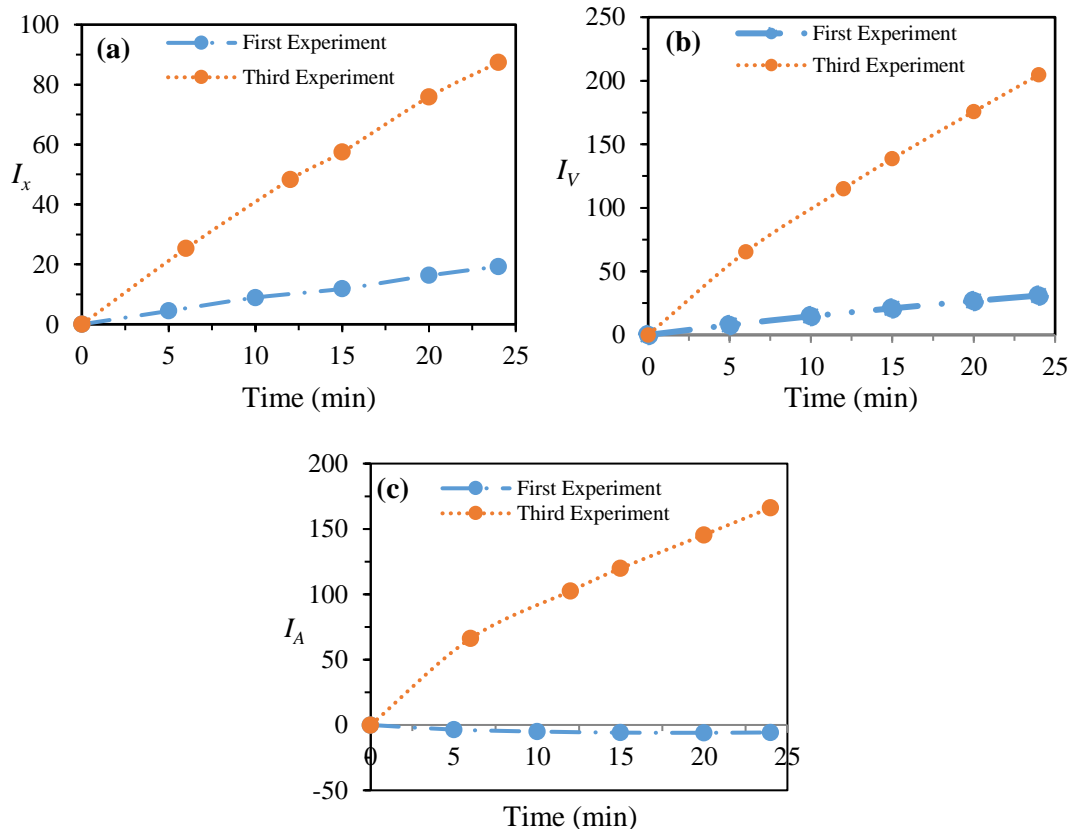
۲-۳- تحلیل اثر تغییر هد در مرزها بر میزان گسترش شوری

در شکل ۵ (a) تغییرات درصد پیشروی پنجه شوری در دو آزمایش اول و سوم نمایش داده شده است. مطابق این شکل مشاهده می‌شود که گوه شوری در آزمایش سوم به طور محسوسی در آبخوان پیشروی کرده است (۸۷٪ افزایش). علت این موضوع معکوس شدن گرادیان هیدرولیکی از دریا به سمت خشکی دیده شده که سبب گسیل حجم قابل توجهی از آب دریا به داخل آبخوان می‌شود. یکی دیگر از عوامل تاثیرگذار بر کاهش کیفیت آب در آبخوان‌ها با تغییر در شرایط مرزی، افزایش حجم آب شور است. مطابق شکل ۵ (b) و مطابق انتظار در آزمایش سوم افزایش هد در مرز دریا به طور فزاینده‌ای

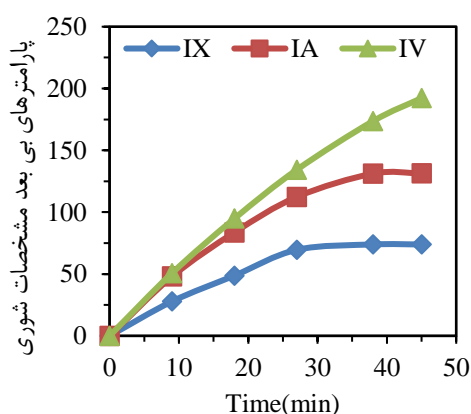
حجم آب شور در آبخوان را افزایش داده (۲۰۵٪ افزایش) و گسیل آب شیرین از مرز خشکی در کنترل این هجوم ناتوان بوده است. این امر در آزمایش اول با توجه به افزایش ناچیز هد مرز دریا به شدت آزمایش سوم نبوده است (۳۱٪ افزایش). مقایسه درصد مقادیر افزایش در میزان پنجه شوری و حجم آب شور، دلیل دیگری بر تغییر شکل نحوه پیشروی شوری با افزایش هد دریا می‌باشد به طوری که خارج شدن شوری از حالت گوه‌ای شکل با توجه به افزایش عرض پیشروی در نوک گوه در آزمایش سوم مشهود است. مقایسه مساحت ناحیه انتقالی در این دو آزمایش در شکل ۵ (c) ارائه شده است. با ازدیاد مولفه طولی سرعت، ضریب پخش نیز به دلیل داشتن رابطه مستقیم به تناسب افزایش یافته و از این رو مساحت ناحیه

اول به علت کندی فرآیند رخ نداده و مساحت ناحیه انتقالی تغییر بسیار جزئی داشته است.

انتقالی بیشتر شده است. در آزمایش غیردائمی سوم این مساحت تا ۱۶۶٪ رشد داشته است. حالتی که در آزمایش



شکل ۵ تغییرات پارامترهای بی بعد مشخصات شوری در آزمایش‌های اول و سوم با زمان (a) درصد پیشروی پنجه شوری، (b) درصد افزایش/کاهش مساحت ناحیه انتقالی و (c) درصد افزایش حجم آب شور

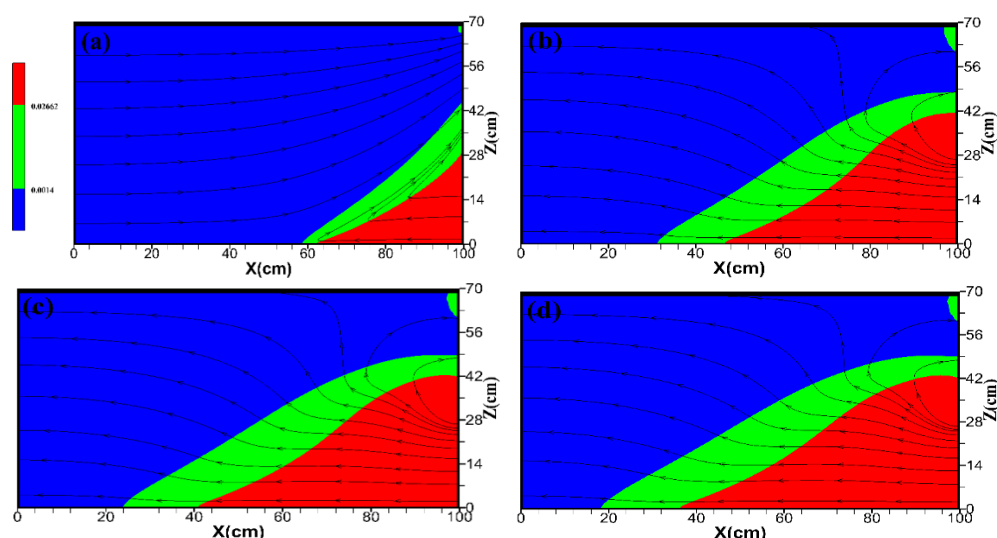


شکل ۶ تغییرات پارامترهای بی بعد مشخصات شوری در آزمایش دوم با زمان

شکل ۶ سه پارامتر بی بعد تغییرات پنجه، مساحت ناحیه انتقالی و حجم آب شور را در آزمایش دوم همراه با کاهش ناگهانی مقدار هد در مرز خشکی نشان می‌دهد. مطابق این شکل بیشترین درصد افزایش از میان این سه مشخصه مربوط به حجم آب شور بوده است (۱۹۲٪ در مقابل ۱۳۱٪ افزایش مساحت ناحیه انتقالی و ۷۴٪ افزایش میزان پنجه شوری). توضیحات بیان شده در بخش قبلی در اینجا نیز صادق است. کاهش قابل ملاحظه هد آب شیرین در مرز خشکی، سبب گسیل حجم آب شور با میزان یکسان از پنجره مرز دریا می‌شود بنابراین شیب مرز تقابل آب شور و شیرین به علت افزایش پهنای شوری در نوک گوه به شیب قائم متمایل شده و تأثیر محسوسی بر حجم آب شور داخل آبخوان خواهد گذاشت.

قطع خواهد شد. این امر سبب می‌شود که گوه شوری با سرعت قابل ملاحظه‌ای به مرز خشکی نزدیک شود. بررسی‌ها همچنین نشان می‌دهد که حتی میزان پیشروی گسترده شوری نیز نتوانسته پنجره خروجی به سمت دریا را کاملاً ببندد و بخشی از جریان شور تزریق شده به آبخوان همچنان از این پنجره به دریا بازخواهند گشت، هرچند که طول آن به طور محسوسی کاهش یافته است.

به جهت آگاهی نسبت به رفتار جریان‌های آب شور و شیرین در داخل آبخوان، با استخراج مولفه‌های سرعت جریان از مدل SEAWAT، خطوط جریان در زمان‌های مختلف از آزمایش سوم (به عنوان نمونه) در شکل ۷ ترسیم شده است. همچنان که این شکل نمایش می‌دهد، با افزایش ناگهانی هد در مرز دریا و فراتر رفتن مقدار آن از هد در مرز خشکی ورود جریان شیرین به داخل آبخوان



شکل ۷ نمودار روند حرکت جریان آب شور و شیرین در آبخوان برای آزمایش سوم (a) حالت دائمی، (b) ۱۵ دقیقه، (c) ۲۰ دقیقه و (d) ۲۴ دقیقه پس از تغییر هد در مرز دریا (راهنمای اشکال از بالا به پایین به ترتیب به ۹۵ و ۵ درصد مقدار غلظت مخزن آب شور اشاره می‌کند)

می‌کند. همچنین معکوس شدن گرادیان هیدرولیکی از دریا به سمت خشکی سبب ارسال حجم قابل توجهی از آب دریا به داخل آبخوان می‌شود. گسیل آب شیرین از مرز خشکی در کنترل این پیشروی ناتوان بوده و به تبع آن شوری آبخوان به طور محسوس افزایش خواهد یافت. در مقایسه مساحت ناحیه انتقالی (خروجی مدلسازی ریاضی) مشخص شده است که سرعت بیشتر پیشروی شوری تاثیر مستقیمی بر ترم انتقال آلاینده گذاشته، همچنین اثر پراکندگی هیدرودینامیکی در طول آبخوان ناحیه وسیع‌تری را در برخواهد گرفت و مساحت ناحیه انتقالی افزایش خواهد یافت. در این پژوهش نشان داده شده که در تهاجم شوری به آبخوان، از میان سه مشخصه حجم آب شور، مساحت ناحیه انتقالی و موقعیت پنجه شوری، مورد اول بیشترین درصد افزایش را به خود اختصاص خواهد

۴- نتیجه گیری

در این تحقیق رفتار زمانی گوه شوری با افزایش یا کاهش ناگهانی هد در مرز دریا و خشکی در داخل یک آبخوان ساحلی در مقیاس آزمایشگاهی نشان داده شده است. مقایسه غلظت نمونه‌های برداشتی و همچنین موقعیت پنجه شوری در آزمایشگاه و خروجی مدل اختلاطی حاکی از تطابق مناسب نتایج شبیه‌سازی عددی با نتایج از حاصل از آزمایشگاه بوده و از اینرو کد عددی با دقت مناسبی قادر به شبیه‌سازی شرایط آزمایشگاهی است. در ادامه با اندازه‌گیری مساحت ناحیه انتقالی و حجم آب شور توسط مدل ریاضی مشخص شد که تغییر چشمگیر هد در مرز دریا و یا خشکی، شکل گوه شوری را تغییر داده به طوریکه پیشرفت شوری در نوک گوه سریعتر از سایر بخش‌های آن بوده و شوری را از حالت گوه‌ای شکل خارج

X_{t0}	موقعیت پنجه شوری در حالت دائمی (cm)
z	تراز هر نقطه داخل آبخوان (L)
Δx	طول هر سلول (cm)
Δz	ارتفاع هر سلول (cm)
ρ_f	چگالی آب شیرین (M/L^3)
ρ	چگالی آب شور (M/L^3)

۶- تقدیر و تشکر

آزمایش‌های این تحقیق در آزمایشگاه مهندسی رودخانه دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران مرکز انجام شد. نویسندگان این پژوهش مراتب قدردانی و تشکر خود را از آقایان دکتر هومن حاجی‌کندی به جهت ارائه نقطه نظرات فنی و مهندس امیرکیان حسن زاده به جهت همیاری در تنظیمات آزمایشگاهی به عمل می‌آورند.

۷- منابع

رضاپور، ع.، ساغروانی، س.ف.، احمدی‌فرد، ع. (۱۳۹۷). مطالعه پدیده هجوم آب شور به آبخوان‌های ساحلی در شرایط گذرا با استفاده از پردازش تصویر و مدل‌سازی عددی، نشریه علمی - پژوهشی هیدرولیک، دوره ۱۳، شماره ۲، ۸۲-۶۹.

مهدی‌زاده محلی، س.س.، وفایی، ف. (۱۳۹۵). بررسی آزمایشگاهی و عددی نفوذ شوری در آبخوان‌های آزاد ساحلی، مجله اقیانوس‌شناسی، سال هفتم، شماره ۲۵، ۶۷-۷۶.

Ataie-Ashtiani, B., Werner, A.D., Simmons, C.T., Morgan, L.K. and Lu, C. (2013). How important is the impact of land-surface inundation on seawater intrusion caused by sea-level rise?. Hydrogeology Journal, 21(7): 1673-1677. <https://doi.org/10.1007/s10040-013-1021-0>.

Badaruddin, S., Werner, A.D. and Morgan, L.K. (2015). Water table salinization due to seawater intrusion. Water Resources Research, 51(10): 8397-8408. <https://doi.org/10.1002/2015WR017098>.

Bates, B., Kundzewicz, Z. and Wu, S. (2008). Climate change and water. Intergovernmental Panel on Climate Change Secretariat.

Chang, S.W., Clement, T.P., Simpson, M.J. and Lee, K.K. (2011). Does sea-level rise have an

داد. در نهایت با ترسیم خطوط جریان‌های شور و شیرین در داخل آبخوان مشخص شده‌است که با افزایش ناگهانی هد در مرز دریا و فراتر رفتن مقدار آن از هد در مرز خشکی ورود جریان شیرین به داخل آبخوان قطع خواهد شد. آزمایش‌های این تحقیق، مشاهده پیشروی شوری در آبخوان‌های آزاد ساحلی با شرایط هد ثابت در مرزها را هدف‌گذاری نموده بود. تحقیقات بیشتری در این راستا به منظور آگاهی واکنش آبخوان‌های آزاد و محصور با شرایط ورودی دبی ثابت آب شیرین در مرز خشکی نیاز می‌باشد.

۵- فهرست علائم

A_0	مساحت ناحیه انتقالی در حالت دائمی (cm^2)
A_i	مساحت ناحیه انتقالی در زمان i (cm^2)
C	غلظت آب شور (gr/lit)
C_0	غلظت شوری دریا (gr/lit)
D	ضریب پخش (L^2/T)
EC	هدایت الکتریکی (ms/cm)
h	هد هیدرولیکی (L)
H_{fs}	هد مرز خشکی در حالت دائمی (cm)
H_{fu}	هد مرز خشکی در حالت غیردائمی (cm)
H_{ss}	هد مرز دریا در حالت دائمی (cm)
H_{su}	هد مرز دریا در حالت غیردائمی (cm)
I_A	درصد تغییر مساحت ناحیه انتقالی
I_V	درصد افزایش حجم آب شور
I_X	درصد پیشرفت پنجه شوری
K	هدایت هیدرولیکی (cm/min)
n	تخلخل
S_S	ذخیره ویژه (m^{-1})
S_y	آبدهی ویژه
t	زمان (T)
v	سرعت جریان آب زیرزمینی (L/T)
V_{si}	حجم آب شور در زمان i (cm^3/cm)
V_{s0}	حجم آب شور در حالت دائمی (cm^3/cm)
X_t	موقعیت پنجه شوری (cm)
X_{ti}	موقعیت پنجه شوری در زمان i (cm)

- Mehdizadeh, S.S., Karamalipour, S.E. and Asoodeh, R. (2017). Sea level rise effect on seawater intrusion into layered coastal aquifers (simulation using dispersive and sharp-interface approaches). *Ocean & Coastal Management*, 138: 11-18. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2017.01.001>.
- Mehdizadeh, S.S., Werner, A.D., Vafaie, F. and Badaruddin, S. (2014). Vertical leakage in sharp-interface seawater intrusion models of layered coastal aquifers. *Journal of Hydrology*, 519: 1097-1107. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.08.027>.
- Morgan, L.K., Bakker, M. and Werner, A.D., (2015). Occurrence of seawater intrusion overshoot. *Water Resources Research*, 51(4): 1989-1999. <https://doi.org/10.1002/2014WR016329>.
- Morgan, L.K., Stoeckl, L., Werner, A.D. and Post, V.E. (2013). An assessment of seawater intrusion overshoot using physical and numerical modeling. *Water Resources Research*, 49(10): 6522-6526. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20526>.
- Robinson, G., Ahmed, A.A., Hamil, G.A. (2016). Experimental saltwater intrusion in coastal aquifers using automated image analysis: Applications to homogeneous aquifers. *Journal of Hydrology*, 538: 3014-313. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.04.017>
- Schincariol, R. A., Schwartz, F.W., (1990). An experimental investigation of variable density flow and mixing in homogeneous and heterogeneous media. *Water Resources Research* 26(10): 2317-2329. <https://doi.org/10.1029/WR026i010p02317>.
- Shi, L., Cui, L., Park, N. and Huyakorn, P.S. (2011). Applicability of a sharp-interface model for estimating steady-state salinity at pumping wells-validation against sand-tank experiments. *Journal of Contaminant Hydrology*. 124(1-4): 35-42. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2011.01.005>.
- Simmons, C.T., Pierini, M.L. and Hutson, J.L. (2002). Laboratory investigation of variable-density flow and solute transport in unsaturated-saturated porous media. *Transport in Porous Media*, 47(2), pp.215-244. <https://doi.org/10.1023/A:1015568724369>.
- Todd, D. K., and Mays L. W. (2005). *Groundwater Hydrology*. Third Edition. USA: John Wiley & Sons Inc.
- Voss, C.I. and Souza, W.R. (1987). Variable density flow and solute transport simulation of regional aquifers containing a narrow freshwater-saltwater transition zone. *Water Resources Research*, 23(10): 1851-1866. <https://doi.org/>
- impact on saltwater intrusion?. *Advances in Water Resources*, 34(10): 1283-1291. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2011.06.006>.
- Fetter, C.W. (2001). *Applied Hydrogeology*. 4th edition, Prentice Hall Inc., Waveland Press. New Jersey, 598 pp.
- Fofonoff, N.P. and Millard Jr, R.C. (1983). *Algorithms for Computation of Fundamental Properties of Seawater*. Endorsed by Unesco/SCOR/ICES/IAPSO Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards and SCOR Working Group 51. Unesco Technical Papers in Marine Science, No. 44.
- Johnson, A.I. (1966). *Compilation of specific yields for various materials*. U.S. Geological Survey OpenFile Report, Albuquerque, 119 pp., <http://pubs.usgs.gov/of/1963/0059/>.
- Ketabchi, H., Mahmoodzadeh, D., Ataie-Ashtiani, B. and Simmons, C.T. 2016. Sea-level rise impacts on seawater intrusion in coastal aquifers: Review and integration. *Journal of Hydrology*, 535: 235-255. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.083>.
- Ketabchi, H., Mahmoodzadeh, D., Ataie-Ashtiani, B., Werner, A.D. and Simmons, C.T. 2014. Sea-level rise impact on fresh groundwater lenses in two-layer small islands. *Hydrological Processes*, 28(24): 5938-5953. <https://doi.org/10.1002/hyp.10059>.
- Klute, A., Dirksen, C. (1986). *Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods*, In: *Methods of soil analysis, Part 1, Physical and Mineralogical Methods*, 2nd ed., Agronomy Monograph, Vol. 9, American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin USA, 687- 734.
- Laattoe, T., Werner, A.D. and Simmons, C.T. (2013). Seawater intrusion under current sea-level rise: processes accompanying coastline transgression. In *Groundwater in the Coastal Zones of Asia-Pacific* (pp. 295-313). Springer, Dordrecht. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-5648-9-14>.
- Langevin, C.D., Thorne Jr, D.T., Dausman, A.M., Sukop, M.C. and Guo, W. (2008). SEAWAT version 4: a computer program for simulation of multi-species solute and heat transport (No. 6-A22). Geological Survey (US).
- Masterson, J.P. and Garabedian, S.P., (2007). Effects of sea-level rise on ground water flow in a coastal aquifer system. *Groundwater*, 45(2), pp.209-217. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00279.x>.

Werner, A.D., Jakovovic, D. and Simmons, C.T., (2009). Experimental observations of saltwater upconing. *Journal of Hydrology*, 373(1-2): 230-241. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.05.004>.

Werner, A.D. and Simmons, C.T. (2009). Impact of sea-level rise on sea water intrusion in coastal aquifers. *Groundwater*, 47(2): 197-204. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00535.x>.

10.1029/WR023i010p01851.

Watson, T.A., Werner, A.D. and Simmons, C.T. (2010). Transience of seawater intrusion in response to sea level rise. *Water Resources Research*, 46(12). <https://doi.org/10.1029/2010WR009564>.

Werner, A.D. (2017). On the classification of seawater intrusion. *Journal of Hydrology*, 551, pp.619-631. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.12.012>.

Experimental and numerical investigation on seawater intrusion into unconfined coastal aquifers under instantaneous head changes at the boundaries

S. Sadjad Mehdizadeh^{1*}, Amir Mohsen Dini² and Milad Ghoroghi³

1- Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Central Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

2- Water and Hydraulic Structures Engineering M.Sc., Department of Civil Engineering, Central Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

3- Civil Engineering B.Sc., Department of Civil Engineering, Central Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

*saj.mehdizadeh@iauctb.ac.ir

Abstract

Sea level rise and groundwater extrapolation lead to freshwater head changes at the boundaries of the coastal aquifers and causes further intrusion of seawater into the aquifers. In the present study, the behavior of unconfined coastal aquifer to instantaneous sea level rise and freshwater head decline is investigated by physical and mathematical dispersive modellings. Three laboratory models have been conducted in a sand tank and salt wedge shape has been photographed over time. Salt wedge toe position, area of transition zone and volume of intruded seawater are measured for this purpose. The numerical results are in a good agreement with the experimental observations. The outputs derived by both modellings indicate that the instantaneous rise of head in sea boundary or significant decline of freshwater head in land-side deforms the wedge shape of saline water, so that the seawater encroachment velocity at its tip will be faster than other regions. Moreover, establishment of an inverse hydraulic gradient (hydraulic gradient from sea to land) causes significant seawater delivery from sea into the aquifer. As a result, the salt wedge can even be stretched up to land boundary. Results of dispersive simulations demonstrate that when the velocity of saline water rises inside the aquifer, the advection role will be highlighted rather than dispersion. However, the longitudinal and transverse dispersivity will also increase which consequently will widen the transition zone. Nevertheless, the increase rate of saline water volume has been achieved much higher than the growth rate of toe position and transition zone area.

Keywords: Seawater intrusion, Head change, Coastal aquifer, Laboratory model, Numerical model, Sea and land boundaries.