





# شناسایی گسلهای مدفون و نقش آنها در جریان آبهای زیرزمینی دشت ارومیه

اکبر جبّاری'، مهدی بهیاری<sup>۳\*</sup>، اکرم علیزاده<sup>۳</sup>

۱-کارشناسی ارشد زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه ۲- استادیار گروه زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه ۳- استادیار گروه زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه \* نویسنده مسئول: m.behyari@urmia.ac.ir

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۰۲/۰۷

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۰۸/۱۶

چکیدہ

دشت ارومیه واقع در باختر دریاچه ارومیه، در شمال باختری ایران قرار دارد. آثار حرکتی گسل ها در واحدهای سنگی اطراف قابل مشاهده بوده ولی به دلیل مقاومت کم واحدهای کواترنر، شواهد گسلشی در آن ها ثبت نگردیده است. وجود گسل های مدفون سبب ایجاد تغییرات در سطح آب زیرزمینی می شود، از این تغییرا می توان برای شناسایی گسل های پنهان استفاده کرد. مدل سازی گسل ها و مسیر آب زیرزمینی در این منطقه با استفاده از دادههای زیر سطحی ۱۹۰ گمانه به متراژ و مجموع عمق حفاری ۱۹۰۰ متر از ۶۱ نقطه دشت، ۱۲ ترانشه و چهار مقطع عرضی انجام شده است. نتایج نشان می دهد واحد ماسه سنگ در عمق ۳ تا ۶ متر، مارن در ۵ تا ۱۲ متر و شـــن در عمق ۸ تا ۱۶ متری قرار دارد. جهت جریان آب زیرزمینی نیز از جنوب به شـمال می باشــد که در فرادیواره گسل ها، سطح تراز به سطح زمین نزدیک تر می شود. در مقطع 'D مطالعه شده، شن در فرادیواره گسل در عمق ۳ تا ۶ رگمانه ۳۲) بوده اما در فرودیواره در عمق ۱۹ متری قرار دارد. جهت جریان آب زیرزمینی نیز از جنوب به شـمال می باشــد که در منظقه است. همچنین، سطح تراز به سطح زمین نزدیک تر می شود. در مقطع 'DD مطالعه شده، شن در فرادیواره گسل در این منطقه است. همچنین، سطح آب در گمانهی ۱۸، در عمق ۶ متر و در گمانهی ۳۲، در عمق ۱۹ متری ثبت شده است که نشان دهنده جابجایی تو سط یک گسل پنهان با را ستای SW-NW با شیب به سمت جنوب باختری است. به طور کلی در چهار مقطع عرضی با تطبیق ستون چینه شناسی و تغییرات سطح آب زیرزمینی، ۱۹ گسل پنهان غالباً با روند SW-NW و شیب SW شناسایی شده اند. با توجه به الگوی جابجایی، ساز وکار حرکتی گسل ها نرمال می باشد. واژههای کلیدی: گسل پنهان، کواترنر، جریان آب زیرزمینی، ۵۱ می اینهان غالباً با روند SW-SM و شیب SW

#### مقدمه

گسلها، ساختارهایی هستند که با ایجاد تغییرات در ریختشناسی سطح زمین، نقش برجستهای در شکلگیری Behyari et al., سیمای زمین ساختی یک منطقه ایفا میکنند 2017؛ بهیاری و همکاران، ۱۳۹۶). این ساختارها با ایجاد شبکه ای از شکستگیها در سنگها، باعث ایجاد مسیر هدایت جریان آب زیرزمینی می شوند اما ممکن است در خاکها و سنگهای

Rense et al., ریز دانه، به صورت سد هیدرولیکی عمل کنند (2013). همچنین شناسایی این ساختارها به منظور کاهش تلفات انسانی و جلوگیری از خسارت به دلیل نقشی که گسلها در مخاطراتی همچون زمینلرزه یا زمینلغزه ایفا میکنند، ضروری میباشد (Alizadeh, 2013). کشف گسلهای پنهان یا مدفون در مناطق شهری اطلاعات ارزشمندی را در ارزیابی مخاطرات فراهم میکند (Parcharidis et al., 2009) گسلها با

تأثیر بر جریان آب زیرزمینی در دشتها، نقش چشمگیری در شکل گیری آب خوانها دارند. با توجه به فراوانی گسلها در پهنه زمین ساختی ایران (Ambraseys and Melville, 1982) و تأثیر گسلها در جریان آب زیرزمینی و تغییرات سطح ایستابی، شناسایی گسلهای مدفون دارای اهمیت بسزایی است. شناسایی گسلهایی که در دشتهای رسوبی شکل می گیرند با دشواری های زیادی همراه میباشد زیرا مشاهده آثار مستقیم این ساختارها بر روی صفحه گسل به علت سست بودن واحدهای رسوبی امکانپذیر نمیباشد. بنابراین غالباً در مطالعات آبهای زیرزمینی و شکل گیری حوضههای رسویی، علی رغم تأثیر شگرف گسلها در شکل گیری و یا تغییرات حوضه رسوبی، اثرات این ساختارها نادیده گرفته می شود (Williams et al., 2015) که در بسیاری از موارد این بی توجهی همراه با خسارتهای جبرانناپذیری در آینده می باشد. از دیگر مشکلات شناسایی گسلها در حوضههای کواترنری معمولاً بافت شهری و یا روستایی است که بر روی این حوضهها احداث شده اند و هر گونه دسترسی مستقیم و جمع آوری اطلاعات را محدود می سازد. بدین جهت مطالعات محدودی بر تاثیر گسلها بر روی آبخوانها انجام گرفته است. اغلب آبخوان ها در مناطق شهری از لحاظ ویژگی های هيدروژئوشيميايي مورد ارزيابي قرار گرفته است همچنين تاثير گسلها بر مشخصات کیفی و کمی و سطح ایستابی مورد بررسی قرار گرفته است (رجب پور and واعظی, ۱۳۹۶). استفاده از داده های گمانهای و ترانشه های سطحی برای تطابق چینهشناسی به منظور ارزیابی تاثیر گسلهای پنهان بر روی سطح آب زیرزمینی برای اولین بار استفاده از در دشت ارومیه انجام گرفته است.

در این مطالعه، برای شناسایی گسلهای مدفون و مدلسازی سه بعدی حوضه رسوبی در دشت ارومیه، از مطالعات تکتونواستراتیگرافی استفاده شده است. داده های استفاده شده، نتیجه ۱۹۰۰ متر حفاری در مناطق شهری و روستایی و لاگ گمانهها میباشد. این داده ها به همراه مطالعه ۱۲ ترانشه در این منطقه، منجر به رسم ۴ مقطع عرضی شده است. در نهایت، مدل

سه بعدی حوضه رسوبی و گسلهای مدفون و تأثیر آن بر تغییرات سطح آب زیرزمینی به دست آمده است (شکل ۱). مواد و روشها

#### زمینشناسی منطقه مورد مطالعه:

ژئودینامیک امروزی منطقه فلات ایران با حرکت نسبی سه صفحه اصلى اوراسيا، آفريقا و عربستان كنترل مى شود (Dilek, (2010. بسته شدن حوضه نئوتتيس و برخورد نهايي اواخر الیگوسن-میوسن عربستان و اوراسیا در واقع از حدود ۱۷۵ ميليون سال قبل با فرورانش پوسته اقيانوسي نئوتتيس أغاز شده است (Verdel, 2009). میزان همگرایی فعلی عربستان و اوراسیا در سراسر زمیندرز نئوتتیس بر اساس اندازهگیری سیستم موقعیتیابی جهانی در قسمت مرکزی این منطقه، ۱۶ میلی متر در سال تخمین زده شده است (Reilinger et al., 2006). در نزدیکی تبریز میزان این همگرایی حدود ۲۰ میلی متر در سال مى باشد (Vernant et al., 2004). در پوسته قارهاى مناطق همگرا، تنش با افزایش ضخامت پوسته، شکل گیری چین خوردگیها و یا توسعه گسلها نمایان می شود (Alizadeh) and Jangjoo, 2017). منطقه مورد مطالعه بين البرز و كمربند چین خورده رانده زاگرس قرار گرفته است Alizadeh and) Hoseynalizadeh, 2017؛ شكل ١). در مورد موقعیت دقیق زمینشناسی آذربایجان هیچ گونه سازگاری وجود ندارد (Ghorbani, 2013). و همکاران (۱۹۸۲) برای توجیه واحدهای ساختاری ایران، دو کمربند کوهزایی را معرفی کردهاند: کمربند البرز (آذربایجان) و کمربند ایران مرکزی در جنوب. به گفته نویسندگان مقاله، قسمت شمالی آذربایجان در کوههای قفقاز شكل گرفته است (Ghorbani, 2013). رويداد ساختاري مهم که در اوایل دونین رخ داده است، با گسلش و قطعه قطعه شدن یوسته در این منطقه همراه بود که منجر به شکل گیری رخسارههای رسوبی متمایز در آذربایجان شده است -Eftekhar) (Nezhad, 1975b). شكل و ريختشناسي محدوده اطراف درياچه ارومیه از لحاظ نئوتکتونیکی، توسط دو سیستم گسل اصلی، یکی



در جهت NE-SW و دیگری تقریباً به موازات زون برخوردی غربی و جنوبی آن مرتفع و کوهستانی میباشد (Shahrabi) زاگرس، به صورت تکتونیکی کنترل میشود ;Zare, 2000). .1994; Soltani Sisi et al., 2006) بهجز رسوبات آبرفتي، Alizadeh, 2013). قسمتهای مرکزی و شرقی منطقه شهری واحدهای سنگی منطقه ارومیه توسط گسلش و چینخوردگی تغيير شكل يافتهاند. ارومیه در دشتی وسیع قرار دارد، در حالی که قسمتهای شمالی،



شکل ۱- موقعیت محدوده مورد مطالعه در پهنه زمین ساختی ایران به همراه نقشه زمینشناسی منطقه ارومیه (اصلاح شده از: (Soltani Sisi et al., 2006).

Qmf: رس و نمک؛ Qsf: نمک؛ Qf: رسوبات مخروط افکنه سازنده دورود؛ C1: کوارتزیت قرمز و ماسه سنگ (کربونیفر)؛-Cz 1: ماسه سنگ و دولومیت (سازند لالون)؛ Cb: دولومیت چرتی و ماسه سنگ دگرگون شده (سازند باروت)؛ PCgna: سنگهای دگرگونی، آمفیبولیت و شیست؛ gr: گرانیت قوشچی؛ dgm: سنگهای نفوذی دگرگون شده، متادیوریت. واحدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه، در بخشهای شمال باختری به سمت شمال برونزد دارند که در قسمتهای مرکزی توسط رسوبات آبرفتی پوشانده شده اند. از جمله برونزدهای سنگی در داخل شهر می توان به کنگلومرای ضخیم لایه همراه با

ای؛ Qt2: تراس های جوان؛ Qt1: تراس های قدیمی؛MPLtcg: کنگلومرا، توف و ماسه سنگ (میوسن)؛Mtv: توف، ماسهسنگ، سنگهای کنگلومرا و آتشفشانی؛ Mvbr: آندزیت و سنگهای آتشفشانی؛ Mva: سنگهای آتشفشانی بازیک و اسیدی؛ Msm: ماسه سنگ آهکی همراه با مارن؛ Mms: مارن، ماسه سنگ آهک و کنگلومرا؛ M<sup>cs</sup>l: کنگلومرا، ماسه سنگ، ماسه سنگ آهکی؛ OM1: سازند قم (الیگوسن-میوسن)؛ K1sh1:شیل، آهک و آهک دولومیتی (کرتاسه)؛ PR: سازند روته (پرمین)؛ P<sub>d</sub>:

واحدهای آهک و مارن بهم پیوسته اشاره نمود. ضخامت کل این واحد ۸/۱۵ متر است (Sartipi et al., 2014). این واحد کنگلومرایی توسط تناوبی از مارن و آهک پوشیده می شود و ضخامت آن از روی نقشه زمین شناسی حدود ۳۵۰ متر تخمین زده شده است (Sartipi et al., 2014).

## چینەشناسی

پس از پدیده خشکیزایی و وقفه رسوبی در کربنیفر بالایی، رسوبات پیشرونده دریایی پرمین در اکثر نقاط ایران (به عنوان مثال: البرز، زاگرس، ایران مرکزی) انباشته شده اند (Aghanabati, 2004). رسوبات پرمين توسط ماسه سنگ دورود، سنگ آهک روته و نسن در البرز مشخص می شوند. رسوبات تریاس زیرین در ایران مرکزی عمدتاً دارای رخساره کم عمق دریایی یا فلات قاره هستند (مانند ماسه سنگ دورود و یا سرخ شیل و نیز دولومیت شتری در ایران مرکزی (Aghanabati, (2004; Alavi, 2004. توالى به هم پيوسته پرمين-ترياس از چندین منطقه در ایران گزارش شده است، از جمله جلفا (شمال باخترى ايران)، آباده (جنوب مركزي ايران)، جنوب اروميه (ادامه کمربند طاروس در ترکیه)، شمال کندوان و جنوب آمل در شمال ایران. دورههای الیگوسن و میوسن با فرونشست سریع، رسوب گذاری و تغییر رخساره در هر دو حوضه رسوبی دریایی و قارهای مشخص می شود (نظیر ماهنشان و حلب در جنوب زنجان؛ Rahimzadeh, 1994). سازند قم واحد دريايي كم عمق است، كه عمدتاً شامل واحدهای آهک ريفي ميباشد. سن تشکيل اين سازند اواخر الیگوسن-میوسن است. بخش بزرگی از برونزدهای واحدهای سنگی شهر ارومیه، قابل مقایسه با سازندهای میوسن (سازند قم) ایران مرکزی است (Sartipi et al., 2014). به طور خلاصه، رسوبات کواترنر در اطراف شهر ارومیه از ۱۰ واحد سنگی تشکیل شده است (Sartipi et al., 2014) که عبار تند از: تراسهای قدیمی، کنگلومرا و ماسه سنگ ماسه ای، رسوبات دریاچه پالئو-ارومیه (مارن، گل سنگ و کنگلومرا)، تراس های جوان، سیلت رس، آهکهای آب شیرین و تراورتن، گل رس، انباشتههای

آبرفتی اخیر و انباشتههای آبرفتی قدیمی (شکل ۱). همچنین، تحلیل دادههای زیر سطحی نشان میدهد که در زیر سطح دشت ارومیه، نئوژن به ده لایه اصلی تقسیم شده است. واحدهای سنگی مختلف مربوط به آن، بر اساس کار میدانی و نیز نقشههای زمین شناسی تهیه شده توسط سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور به شرح ذیل می باشد: توالی ۱ (واحد ۱): مخلوطی از ماسه و شن با ضخامت ناهمگون؛ توالی ۲: با ضخامت ۵ متر از کنگلومرای ماسهای؛ توالی ۳: رس و سیلت؛ واحد ۴: ماسه سیلتی؛ واحد ۵: شن ماسه ای؛ واحد ۶: مارل؛ واحد ۷: سیلت شنی؛ واحد ۸: سنگ مرمر؛ واحد ۹: شن ماسه ای؛ واحد ۱۰: ماسه سنگ. ناهمگونی زیادی در واحدهای چینهای محدوده مورد مطالعه ديده مي شود. همچنين تغييرات سطح آب زیرزمینی نیز به صورت وسیعی مشاهده می گردد که احتمال تأثیر گسلهای مدفون در این منطقه را افزایش میدهد. در بخشهایی که برونزد سنگی وجود دارد، تأثیر این گسلها به صورت افزایش درز و شکستگیها و یا جابه جایی در واحدهای چینهای دیده میشود. نمودار گلسرخی تهیه شده برای شکستگیها نشان میدهد که بیشترین فراوانی آنها در راستای خاوری-باختری می باشند. دسته دوم درزهها و شکستگیها که دارای فراوانی زیادی هستند، با راستای شمالخاور-جنوب باختر مى باشند.

### داده های گمانهای

اطلاعات بیش از ۱۶۰ گمانه از نظر واحدهای چینه شناسی و سطح آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه بررسی شده است. این گمانه ها در ۶۱ نقطه مختلف در سطح شهر ارومیه جهت بررسی ویژگی های ژئوتکنیکی پی سازه های شهری حفاری شده اند. همچنین ۱۲ ترانشه با راستاهای مختلف که بر روی آن ها شواهد گسلش دیده می شود در مناطق مختلف دشت ارومیه مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۲).

هیدروژئولوژی، سال پنجم، شماره۱، تابستان ۱۳۹۹

Hydrogeology, Volume 5, No. 1, Summer 2020



شکل ۲- نقشه چینهشناسی دشت ارومیه به همراه موقعیت گمانههای حفاری شده و ترانشههای مورد مطالعه.

در راستای شمال به جنوب رخ داده است لذا سه مقطع عرضی در راستای شمال به جنوب ('AA', BB', CC) و یک مقطع در راستای خاور به باختر ('DD) رسم گردید. همچنین با توجه به اینکه تمام گمانههای حفاری شده دقیقاً بر روی مقاطع عرضی رسم شده قرار ندارند، سعی بر این شد که تحلیلها بیشتر بر مبنای گمانههای واقع بر روی مقاطع عرضی واقع شدهاند، به کمانههای که با فاصله نسبت به مقاطع عرضی واقع شدهاند، به عنوان شاهد استفاده گردد. در روی مقطع 'AA شش گمانه مقطع 'BB نه گمانه، 'CC شش گمانه و 'DD چهار گمانه واقع شده است. میانگین عمق گمانههای حفاری شده در محدوده مورد مطالعه ۲۲ متر است. در گمانههایی که آب وجود داشته است سطح آب به طور میانگین در حدود ۱۱/۲ متر اندازهگیری شده است. برای اینکه واحدهای چینهشناسی با یکدیگر مطابقت داده شود لاک تهیه شده از گمانهها که شامل اطلاعات چینهشناسی، جنس رسوبات، ضخامت واحدهای سوبی و سطح آب زیرزمینی در گمانهها ثبت شده است و جهت ترسیم مقطع عرضی و مدل سازی مورد استفاده قرار گرفته است. جهت گیری مقاطع عرضی به صورتی طراحی شده تا اطلاعات کافی برای مدل سازی سهبعدی حوضه رسوبی به دست آید. با توجه به نتایج مطالعات میدانی و بررسی گمانهها مشخص گردید که بیشترین تغییرات چینهای،

هیدروژئولوژی، سال پنجم، شماره۱، تابستان ۱۳۹۹

Hydrogeology, Volume 5, No. 1, Summer 2020



شکل ۳– مقاطع عرضی رسم شده به همراه موقعیت تقریبی گمانهها.

تغییرات ناگهانی و قطعشدگی چینهشناسی، تغییرات ژئومورفیک سطحی و تغییرات ناگهانی سطح آب زیرزمینی استفاده شده است.

در مقطع عرضی 'AA واحد خاک فوقانی به عنوان لایه شاخص عمل کرده است. این لایه در مرکز این مقطع، پایین افتادگی نشان میدهد. همچنین تغییرات ناگهانی چینهشناسی از رس به ماسه سنگ و یا از گراول به واحد خاک سطحی نشانگر تأثیر گسلهای سطحی است. واحدهای چینهشناسی و تغییرات آن با استفاده از نرم افزار Rock works شبیهسازی شد و در نهایت موقعیت ۴ گسل احتمالی مدفون که این مقطع را تحت تأثیر قرار داده است شناسایی گردید. شیب این گسلها در قسمت شمالی و جنوبی مقطع، عکس یک دیگر می باشد و ساختاری گرابن مانند ایجاد کرده است که سطح آب زیرزمینی در این حوضه محدود

برای استخراج گسل های احتمالی مدفون، از چند ویژگی از جمله: به گسل ها، به شدت افزایش یافته و عمق تقریبی آب زیرزمینی در یک متری سطح زمین قرار دارد. در حالی که در خارج از یهنه گسله، سطح آب زیرزمینی در حدود ده متری سطح زمین قرار دارد (شکل ۳).

در مقطع عرضی 'BB واحد خاک فوقانی، تغییرات زیادی از لحاظ توپوگرافی نشان نمیدهد و چنین مینماید که این لایه در حال حاضر تحت تأثير گسلهای مدفون قرار نگرفته يا سن اين واحد به احتمال زیاد کمتر از آخرین فعالیتهای این گسلها است. اما در زیر این لایه، قطع شدگیهای ناگهانی زیادی در واحدهای چینهشناسی دیده می شود. با توجه به تراکم زیاد گمانهها در این مقطع، اطلاعات نسبتاً دقيقي از وضعيت زير سطحي اين قسمت از محدوده مورد مطالعه فراهم شده است که تحلیل این دادهها منجر به شناسایی ۶ گسل زیر سطحی شده است. این گسلها علاوه بر ایجاد ناپیوستگیهای چینهشناسی، سطح آب زیرزمینی

را نیز تحت تأثیر قرار داده است. سطوح گسل به عنوان صفحات ناتراوا عمل نموده و باعث افزایش سطح آب زیرزمینی در فرودیواره گسلها شده است (شکل ۳).

در مقطع عرضی 'CC، واحد خاک سطحی همانند مقطع 'AA، تحت تأثیر گسلهای مدفون، تغییرات زیادی در ضخامت و تراز ارتفاعی پیدا کرده است. در مرکز مقطع، پایین افتادگی این واحد همچنین قطع شدن ناگهانی واحدهای چینهشناسی دلیلی بر تأثیر گسلها در این منطقه میباشد. با استفاده از مدلسازی واحدهای چینهشناسی در زیر سطح، هشت گسل زیر سطحی مدفون در این مقطع شناسایی شده است. تعیین جهت شیب این گسلها با عدم قطعیت فراوان روبرو است و جهت شیب پیشنهاد شده بر روی مقاطع به صورت احتمالی می باشد. در این مقطع نیز با توجه به پایین افتادگی واحد خاک فوقانی در مرکز محدوده، از لحاظ مورفولوژیکی نزدیک به ساختار گرابن میباشد که برای تکامل این ساختار، گسلهای نرمال با شیب عکس عمل کردهاند. در گمانههای این مقطع، بر خلاف دو مقطع قبلی، سطح آب زیرزمینی ثبت نشده ولی تغییر چشمگیری در جهت جریان یا گسترش سفره آب زیرزمینی از لحاظ هیدروژئولوژیکی رخ داده است که با توجه به تراز ارتفاعی یکسان منطقه و جنس مشابه واحدهای لیتولوژیک، احتمال تأثیر گسل در این تغییرات ناگهانی سطح آب زيرزميني، بالا مي باشد.

با توجه به اینکه سه مقطع قبلی در راستای تقریبی شمالی-جنوبی حوضه دشت ارومیه رسم شده است، گسلهایی که راستای آن به صورت شمالی جنوبی باشد در این مقاطع قابل مشاهده نخواهد بود، لذا مقطع عرضی با راستای شرقی-غربی نیز

طراحی شده تا این نوع گسلها و تغییرات لیتواستراتیگرافی شرق به غرب حوضه نیز مورد بررسی قرار گیرد. از ویژگیهای مقطع 'DD، قطع شدن ناگهانی لایه خاک فوقانی در قسمتهای مختلف مقطع میباشد. همچنین تغییرات زیادی در واحدهای چینه شناسی این قسمت دیده میشود. سطح آب زیرزمینی نیز تحت تأثیر گسلها در این منطقه قرار گرفته و تغییرات زیادی دارد. با توجه به بررسی تغییرات ثبت شده از لحاظ سطح آب زیرزمینی و چینهشناسی مجموعاً هفت گسل زیر سطحی مدفون نیز در این قسمت شناسایی شد.

## داده های ترانشهای

برای جمع آوری دادههای مستقیم از وضعیت گسلهای مدفون مؤثر در سطح تراز آب زیرزمینی، ترانشههای حفاری شده به منظور احداث سازههای شهری مورد استفاده قرار گرفت. در بخشهای مختلف دشت ارومیه، در حدود ۱۲ ترانشه در جهتها و اعماق مختلف بررسی شد که نتایج بررسی و تحلیل برخی از ترانشهها عبارت است از:

ترانشه TO8 با ارتفاع تقریبی ۸ متر و طول ۲۶ متر با راستای شمالی-جنوبی در جنوب محدوده مورد مطالعه (شکل ۴). در این ترانشه، جابهجایی واضحی در واحد خاک فوقانی دیده میشود که تحت تأثیر گسل در این منطقه بوده است. شیب گسل در حدود ۶۰ درجه به سمت جنوب بوده و باعث افتادگی لایه خاک فوقانی در فرادیواره گسل شده است. این شواهد سازگار با جهت پیشنهادی شیب گسلها بر روی مقاطع عرضی نیز میباشد. همین گسلها در عمق با تأثیر بر جریان آب زیرزمینی سبب ایجاد تغییرات ناگهانی در سطح تراز نیز شده است.





ترانشه TO1 از جمله رخنمونهای طبیعی در منطقه مورد مطالعه میباشد (شکل ۶). این ترانشه با آزیموت تقریبی ۳۴۰ درجه، ارتفاع ۶ متر و طول ۲۵ متر، در غرب محدوده مورد مطالعه واقع شده است. در این ترانشه قطع شدگیهای واحدهای چینهشناسی در واحدهای زیرین قابل مشاهده میباشد اما لایه خاک فوقانی، در واحدهای زیرین قابل مشاهده میباشد اما لایه خاک فوقانی، سطحی گسلش قرار نگرفته است. از شواهد ژئومورفیک سطحی گسلش در این منطقه، تغییرات ضخامت لایه خاک فوقانی همچنین قطعشدگی واحدهای زیرین مارنی میباشد. با توجه به جهت جابه جایی، ساز و کار حرکتی این گسلها، معکوس پیشنهاد می گردد. ترانشه T09 با آزیموت تقریبی ۳۳۰ درجه در جنوب غرب محدوده مورد مطالعه قرار دارد (شکل ۵). ارتفاع این ترانشه ۲ تا ۴ متر و طول آن در حدود ۱۴ متر میباشد. با توجه به سیمان زیاد واحدهای رسوبی از استحکام مناسبی برخوردار هستند. بررسیهای که بر روی این ترانشه انجام شد. نشان داد که جابه جایی آشکاری در واحد خاک فوقانی در راستای گسل رخ داده است حرکت گسل همزمان با رسوبگذاری در منطقه بوده و باعث افزایش ضخامت چینهشناسی این واحد در فرادیواره گسل گردیده است. واحدهای زیرین مانند واحد ماسه سنگهای رسی نیز جابه جایی واضحی در امتداد گسل نشان میدهد. جهت شیب تقریبی این گسل به سمت جنوب غرب میباشد و زاویه شیب در حدود ۵۵ درجه میباشد.







شکل ۶- ترانشه شماره T01 در غرب منطقه مورد مطالعه.

نتايج و بحث

جریان آب زیرزمینی در یک حوضه رسوبی، توسط واحدهای سنگچینهای و ساختارهای توسعه یافته آن حوضه کنترل می شود. شکل و گسترش واحدهای مختلف سنگ چینه ای در حوضه رسوبی را می توان با استفاده از مقاطع عرضی در زیر سطح بررسی کرد. در این پژوهش سعی شده است که امکان تعیین موقعیت گسلهای منطقه و ارزیابی فعالیتهای آنها بر جهت جریان آب زیرزمینی بررسی شود. به منظور مدلسازی وضعیت سفره آب زیرزمینی در دشت ارومیه و تأثیر گسلهای مدفون بر واحدهای چینهشناسی، چندین لایه اطلاعاتی تهیه گردیده که تلفیق آنها با استفاده از نرم افزار Rock works منجر به ارائه مدل سه بعدی از حوضه دشت ارومیه شده است. با توجه به اینکه دادههای ورودی این مدل به صورت نقطهای (دادههای گمانههای اکتشافی) میباشد، ابتدا با توجه به ویژگیهای زمینشناختی حوضه، برازش در میان آنها انجام شده و لایههای اطلاعاتی مورد نظر استخراج شده است. لایه های چینه ای به لحاظ تراوایی و نفوذیذیری، می تواند تأثیر زیادی بر شکل حوضه آبخوان در دشت داشته باشد. لذا لایه اطلاعاتی چینهشناسی، یکی از مهمترین لایههای اطلاعاتی میباشد. برای استخراج این لایه، دادههای مربوط به سه مقطع عرضی با راستای شمالی-جنوبی و یک مقطع با راستای تقریبی شرقی-غربی با یکدیگر تلفیق شدہاند. لایه های

اصلی در منطقه شامل: خاک رس و سیلت، ماسه و شن، ماسه شنی، مارن، واحدهای سنگی مرمر، ماسه و ماسه سنگ می باشند. سه واحد سنگشناسی اصلی با افقهای مشخص که گسترش چشمگیری در منطقه دارند عبارتند از: ماسه سنگ در عمق ۳ تا ۶ متر، مارن در ۵ تا ۱۲ متر و شن در ۸ تا ۱۶ متر. برای شناسایی گسلهای مدفون، از قطع شدگیهای ناگهانی و تغييرات چشمگير ضخامت لايهها استفاده شده است. تغييرات ناگهانی سطح ایستابی به عنوان شاهدی دیگر برای شناسایی گسلهای مدفون میباشد. تغییرات سطح آب زیرزمینی در گمانههای مختلف تهیه شده از منطقه، اندازه گیری و ثبت گردیده و در نهایت، یک لایه اطلاعاتی شاهد از دادههای ترانشه فراهم گردیده است. این لایه، دادههای مستقیم را برای پیشبینی اًرایش فضایی گسلها در زیر سطح زمین و همچنین تعیین ساز وکار حرکتی گسلها در اختیار قرار میدهد. همچنین، گسلهای استخراج شده نیز به عنوان یک لایه اطلاعاتی مؤثر در مدل سه بعدی اعمال گردیده است (شکل ۷). بررسی این مدل نشان می دهد که اکثر گسلها به صورت نرمال عمل کرده و پایین افتادگی واحد خاک فوقانی و افزایش ضخامت آن در بخشهای مرکزی محدوده مورد مطالعه، در اثر به وجود آمدن ساختارهای گرابن مانند میباشد. گسلها عمدتاً به سمت شمال و یا جنوب شیب داشته و شیب گسلها در حدود ۶۰ درجه می باشد.



شكل ٧- لايه هاى اطلاعاتي مختلف (الف) و مدلسازي سه بعدي سطح ايستابي (ب).

نتيجه گيري

جهت جریان هیدرولیکی در منطقه مورد مطالعه، از شیب توپوگرافی تبعیت کرده و از جنوب به سمت شمال میباشد و توسط رودخانهای که از مرکز محدوده مورد مطالعه عبور می کند، زهکش میشود. گسلهای موجود در این مسیر، تأثیر مشخصی بر سطح آب زیرزمینی می گذارد به طوری که سطح آب زیرزمینی در فرو دیواره، افزایش یافته و در فرادیواره، با افت سطح ایستابی مشخص می شود. به عنوان مثال؛ در گمانههای U44 و U47 سطح تراز آب در فرادیواره گسل، به طور متوسط ۸ متر اندازه گیری شده است ولی در فرو دیواره گسل، سطح تراز آب زیرزمینی به ۱۲ متر افزایش مییابد. همین روند افزایش هم تراز ایستابی آبهای زیرزمینی ادامه پیدا کرده و در گمانه U23 سطح تراز آب زیرزمینی به حدود ۱۹ متر افزایش می یابد. این تغییرات سطح تراز آب زیرزمینی که بر خلاف شیب هیدرولیکی منطقه اتفاق میافتد، نشان میدهد که گسلها، همچون سدی در مقابل جریان آب زیرزمینی عمل کرده سبب کاهش سطح تراز ایستابی در فراديواره مي گردد. گسلها همچنين مي توانند با ايجاد سدهای هیدرولیکی و تغییراتی که در چینه شناسی منطقه ایجاد میکنند سبب تغییرات کیفی آبهای سفرههای آب زیرزمینی گردند. به طور کلی تشکیل و پراکندگی همچنین در دسترس بودن سفرههای آب زیرزمینی تحت تاثیر عوامل ساختاری نظیر گسلها و شکستگیها میباشد (Bense et al., 2013) علاوه بر این بافت سنگ نیز از عوامل موثر بر ویژگیهای کیفی کمی یک سفره آب زیرزمینی میباشد. مطالعات معدودی در راستای تاثیر ساختارها بر ویژگیهای سفره های آب زیرزمینی انجام گرفته است. نتایج این مطالعات نیز نشان میدهد که از لحاظ هیدرو استراتیگرافی تغییرات چشمگیری در طرفین گسل اتفاق میافتد. گسلها با ایجاد تغییرات در تراز سنگ کف ضخامت اشباع آبخوان را تغییر میدهد و عمق چاهها در طرفین زون گسل تفاوت زیادی را نشان میدهد (رجب پور و واعظی، ۱۳۹۶). در دشت ارومیه و سایر دشتهایی که تحت تأثیر گسل و شکستگیهای ساختاری قرار گرفتهاند تغییرات ناگهانی در سطح تراز ایستابی آبخوان و یا

در ویژگیهای کفی میتواند نشانگر تغییرات ناشی از فعالیت گسلهای مدفون در حوضه رسوبی باشد.

جریان آب زیرزمینی در محدوده مورد مطالعه تحت تأثیر دو عامل مهم شامل: ویژگیهای فیزیکی واحدهای سنگ چینهای و گسلهای مدفون در منطقه بوده است. گسترش و شکل حوضه و واحدهای سنگی خود توسط گسلها در منطقه مورد مطالعه کنترل میشود. گسلهای مدفون در این منطقه در نتیجه حرکات تکتونیکی پلیوسن و اواخر کواترنر، شکل گرفته یا فعال شدهاند. گسلهای نرمال و امتدادلغز در محدوده مورد مطالعه با شدهاند. گسلهای نرمال و امتدادلغز در محدوده مورد مطالعه با جهت شیب عکس، سبب پیدایش ساختار گرابن مانند شده است. در مرکز محدوده مورد مطالعه و در هسته این ساختار گرابنی، نخامت رسوبات افزایش چشمگیر می یابد و لایه خاک فوقانی که در خارج از پهنه گسل در سطح زمین رخنمون دارد، دچار پایین افتادگی شده و در عمق ۵ تا ۱۰ متری قرار می گیرد. داده های به دست آمده از نتایج حفاری ۱۶۰ گمانه و با متراژ مجموع حفاری نشان داد که محدوده مورد مطالعه از هشت لیتولوژی

در منطقه میباشد و در اکثر گمانهها مشاهده شده است. مدل سازی سه بعدی حوضه رسوبی دشت ارومیه بر مبنای گمانه-های حفاری شده و چهار مقطع عرضی رسم شده انجام گرفت. دادههای این مدل نشان میدهد که جهت جریان آب زیرزمینی در این منطقه از شیب توپوگرافی تبعیت کرده و از سمت جنوب به سمت شمال میباشد. جریان آب زیرزمینی تحت تأثیر گسل-های مدفون، همانند سد هیدرولیکی عمل کرده و سبب تغییرات های مدفون، همانند سد هیدرولیکی عمل کرده و سبب تغییرات پیدا می کند ولی در فرودیواره، عمق سطح ایستابی افزایش می-یابد.

با استفاده از تغییرات سطح ایستابی و قطعشدگی و یا تغییرات ناگهانی ضخامت واحدهای چینه ای حدود ۱۹ گسل مدفون در

- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquarè, G., Radicati Di Brozolo, F., Villari, L., 1982. Tertiary and Quaternary volcanism of the Erzurum-Kars area (Eastern Turkey): geochronological data and geodynamic evolution. Journal of Volcanological and Geothermal Research, Volume 13, 223-240. https//doi. 10.1016/0377-0273(82)90052-X
- Parcharidis, I., Kokkalas, S., Fountoulis, I., Foumelis, M., 2009. Detection and monitoring of active faults in Urban Environments: Time series interferometry on the cities of Patras and Pyrgos (Peloponnese, Greece). Remote Sens., Volume 1, 676-696. https://doi. 10.3390/rs1040676
- Rahimzadeh, F., 1994. Iran's Geology (Oligocene-Miocene-Pliocene). Geological Survey of Iran, Report No.12, Teheran.
- Reilinger, R.E., Mcclusky, S.C., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S.C., Akmak, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., Arrajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitritsa, A., Filikov, S.V., Gomes, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. Journal of Geophysical Research, Volume 111, 1-26. https//doi. 10.1029/2005JB004051
- Sartipi, A.H., Haghfarshi, E., Karimi, H., Shiva, E., Sahebari, P., Vakil-Baghmishe, F., Zamani, S., 2014. The report of 1:25000 Urmia map, 5065 SW. Geological Survey of Iran.
- Shahrabi, M., 1994. Explanatory text of the Urumiyeh quadrangle map, 1:250 000. Geological Survey of Iran.
- Soltani Sisi, G.A, Aminiazar, R., Yousefi Rad, A., Jalalzadeh, M., 2006. Geological map of the Orumiyeh. Geological Survey of Iran. Geological Quadrangle Map, scale 1:100 000.
- Verdel, Ch., 2009. I. Cenozoic geology of Iran: An integrated study of extensional tectonics and related volcanism; II. Ediacaran stratigraphy of the North American Cordillera: New observations From Eastern California and Northern Utah. Dissertation, California Institute of Technology Pasadena, California.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, M., Bayer, R., Tavakoli, F., Chery, J., 2004.
  Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophys. J. Int., Volume 157, 381-398. https//doi. 10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x
- Zare, M., 2000. Seismotectonic and slip-vectors interpretation of the Urmia Lake region. Research Bulletin of Seismology and Earthquake Engineering, Volume 3, 31-38.

دشت ارومیه شناسایی شده است. با توجه به نحوه جابهجایی چینهها در پهنه گسل و همچنین شواهد مستقیم از ۱۲ ترانشه مطالعه شده، اکثر گسلها جابه جایی نرمال دارد. البته تعدادی گسل با سازو کار معکوس نیز در این منطقه شناسایی شده است.

تقدیر و تشکر

نویسندگان مقاله، از حمایتهای دانشگاه ارومیه کمال تشکر و قدردانی را دارند.

منابع

بهیاری، م.، علیزاده، ا.، محمودیان، ش.، ۱۳۹۶. ارزیابی تأثیر ساختارهای فعال بر خطر فرونشست زمین با استفاده از مدلهای تصمیمگیری چند متغیره. مجله زمینشناسی کاربردی پیشرفته. شماره ۲۴، ۵۶–۴۹.

- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros foldthrust belt of Iran, and its pro-foreland evolution. American Journal of Science, Volume 304, Number 1, 1-20. https//doi. 10.2475/ajs.304.1.1
- Alizadeh, A., 2013. Active faults on the satellite image of Azerbaijan Province, Northwestern Iran. Geoinformatics and Geostatistics: An Overview, Volume 1, Number 3, 1-4. http://dx.doi.org/10.4172/2327-4581.1000110
- Alizadeh, A., Hoseynalizadeh, Z., 2017. Analysis of the Stress Regime and Tectonic Evolution of the Azerbaijan Plateau, Northwestern Iran. Geotectonics, Volume 51, Number 3, 308-318. https://doi. 10.1134/S0016852117030037
- Alizadeh, A., Jangjoo, F., 2017. Wedge-Shaped Pop-Up Structure in the Eslami Peninsula, Lake Urmia, Northwestern Iran. Acta Geologica Sinica (English Edition), Volume 91, Number 4, 801-840. https://doi.org/10.1111/1755-6724.13359
- Ambraseys, N.N., Melville, C.P., 1982. A history of Persian earthquakes. Cambridge Earth Series, 1-240.
- Behyari, M., Mohajjel, M., Sobel, E., Rezaeian, M., Moayyed, M., Schmidt, A., 2017. Analysis of exhumation history in Misho Mountains, NW Iran: Insights from structural and apatite fission track data. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie -Abhandlungen, Volume 283, Number 3, 291-308 (18).
- Dilek, Y., 2010. Eastern Mediterranean geodynamics. International Geology Review, Volume 52, 111-116. https://doi.org/10.1080/00206810902951031
- Eftekhar-Nezhad, J., 1975b. Brief description of tectonic history and structural development of Azerbaijan. In: Field excursion guide, no. 2, Note A Sym, Geodynamic of southeast Asia, Tehran: 469-478.
- Ghorbani, M., 2013. A summary of geology of Iran. In: The Economic Geology of Iran (Mineral Deposits and Natural Resources. Springer, pp 45-64.