بازسازی دیرینه مورفومتری دریاچه‌های سدی ناشی از رخداد زمین لغزش کبیرکوه (مطالعه موردی: دریاچه جایدر)

سیامک شرفی[1*]، مجتبی یمانی[2]، مهران مقصودی[3]

۱- دکتری ژئومورفولوژی و پژوهشگر جهاد دانشگاهی، واحد لرستان
۲- استاد جغرافیا طبیعی(ژئومورفولوژی)، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
۳- دانشیار جغرافیا طبیعی(ژئومورفولوژی)، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۷/۱۲
تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۴/۱۱/۲۰

چکیده

رخداد زمین‌لغزش در محیط‌های آبرفتی به عنوان بسترهای مناسب جهت شکل‌گیری زیستگاه‌های باستانی، باعث تغییرات محیطی از جمله تشکیل دریاچه‌های سدی شده است. زمین‌لغزش کبیرکوه به عنوان بزرگترین زمین‌لغزش دنیا با مسدود کردن مسیر رودخانه کشکان، دریاچه جایدر را شکل داده است. با توجه به تاثیر شکل‌گیری دریاچه جایدر در الگوی استقرار زیستگاه‌های باستانی دره کشکان، بازسازی ویژگی‌های دیرینه مورفومتری دریاچه جایدر در مطالعات محیطی و باستان شناسی ضروری به نظر می‌رسد. روش تحقیق میدانی-تحلیلی و از ابزارهای مختلفی مانند نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی، تصاویر ماهواره‌ای، GPS، دوربین نقشه-برداری و نرم افزارهای تحلیل مکانی مانند Arc GIS جهت تعیین پارامترهایی مانند وسعت، حجم آب و رسوب، حداکثر عمق، متوسط عمق، توسعه خط ساحلی و زمان تشکیل و مدت زمان پایداری دریاچه استفاده شده است. نتایج نشان می‌دهد که با توجه به بقایای رسوبات دریاچه‌ای، وسعت دریاچه جایدر حدود ۲ برابر وسعتی است که در نقشه‌های زمین‌شناسی و مطالعات قبلی به آن اشاره شده است. براساس بقایای رسوبات دریاچه‌ای که نشان دهنده ۴ دوره گرم و خشک و ۴ دوره مرطوب می‌باشد و تعیین سن رسوبات با روش ترمولومینسانس، زمان تشکیل دریاچه ۸۵۰۰۰ سال پیش و عمر دریاچه جایدر از زمان تشکیل تا تخلیه حدود ۸۰۰۰۰ سال بوده و در ۵۰۰۰ سال پیش تخلیه شده است. سایر پارامترها نیز نشان دهنده پایداری محیط دریاچه‌ای در یک بازه زمانی طولانی در این قسمت از حوضه کشکان می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: دیرینه مورفومتری، دریاچه جایدر، زمین‌لغزش کبیرکوه.

*- نویسنده مسئول: ۰۹۱۶۳۹۸۸۷۲۳ Email: sharafi.s64@gmail.com

مقدمه

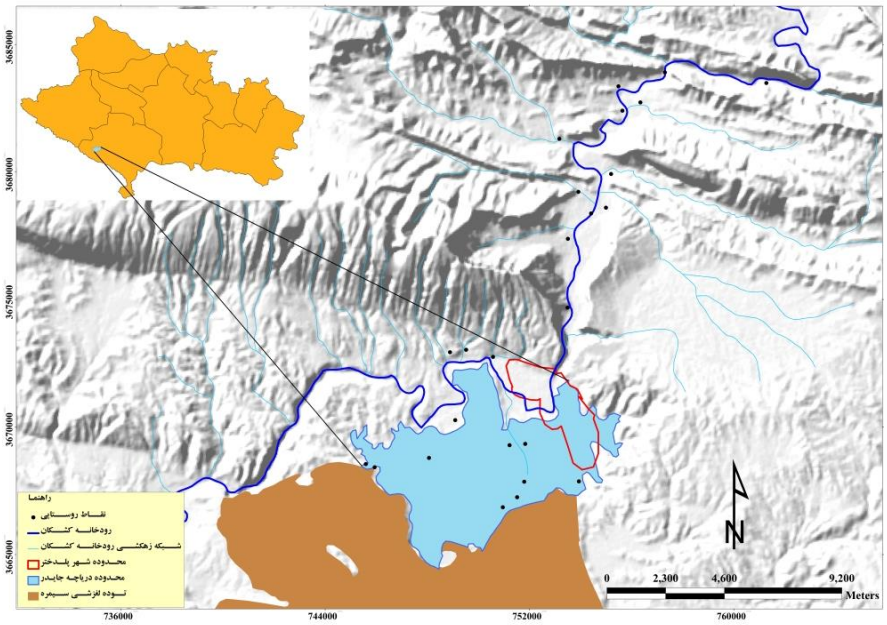
مخاطرات طبیعی مانند زمین‌لغزش، جریان‌های آواری، زلزله، سیل و خشکسالی نقش مهمی را در توسعه تمدن‌های انسانی بازی می‌کنند. مطالعات نشان داده است که مخاطرات طبیعی یکی از مهم-ترین عوامل فروپاشی فرهنگ‌های ماقبل تاریخ بوده است (هانگ و همکاران، ۲۰۰۳؛ کنت و همکاران، ۲۰۱۲). محیط‌های آبرفتی به دلیل وجود آب فراوان و خاک حاصلخیز، از گذشته‌های دور به عنوان بستری جهت شکل‌گیری تمدن‌های بزرگ بوده‌اند (وود وارد و همکاران، ۲۰۰۷؛ پلگرینی و همکاران، ۲۰۱۳). رخداد مخاطرات طبیعی در محیط‌های آبرفتی باعث تغییرات محیطی و انسانی شدیدی در برخی از این مناطق شده که کوهستان-های زاگرس نمونه‌ای از آنهاست. یافته‌های مختلف از مناطق زاگرس، بیانگر تغییرات اقلیمی و محیطی منطقه و ایجاد فرصت‌ها و تهدیدهایی برای جوامع انسانی گذشته بوده است (گریفیت و همکاران، ۲۰۰۱؛ استیونس و همکاران، ۲۰۰۶؛ متیو و همکاران، ۲۰۱۳). کوه‌های زاگرس در بخش مرکزی به دلیل تاثیرپذیری از عوامل گوناگون، دارای تغییرات وسیعی در طول زمان بوده که از جمله این تغییرات، رخداد زمین‌لغزش کبیرکوه در دره سیمره می‌باشد. در نتیجه رخداد زمین‌لغزش کبیرکوه و مسدود شدن مسیر رودخانه کشکان، دریاچه جایدر در دره کشکان شکل گرفته است. شکل‌گیری دریاچه جایدر باعث حاکمیت محیط دریاچه‌ای در محدوده شده است. پس از حاکمیت محیط دریاچه‌ای، توزیع و پراکنش الگوی استقرارگاه‌های انسانی در دوره‌های مختلف فرهنگی به تبعیت از ویژگی‌های مورفومتری دریاچه مانند مساحت، حجم آب و رسوب، نوسانات سطح آب و هم چنین عمق دریاچه تغییر کرده است. به عنوان مثال، با پایین رفتن سطح آب دریاچه برای طولانی مدت، زیستگاه‌های باستانی در ارتفاعات پایین‌تر و نزدیک به محل جریان رودخانه و شبکه‌های زهکشی آن استقرار یافته‌اند. زیستگاه‌های باستانی در مسیر رودخانه کشکان، عمدتا در فاصله نزدیک به رودخانه شکل گرفته‌اند و تشکیل دریاچه جایدر باعث جابجایی زیستگاه‌های باستانی و احتمالا نابودی برخی از آنها شده است. از آنجا که در مطالعات قبلی ویژگی‌های مورفومتری دریاچه جایدر مورد بررسی قرار نگرفته و بررسی‌ها نشان می‌دهد که الگوی استقرار زیستگاه‌های باستانی محدوده دریاچه بیش از چند هزار سال (از دوره فراپارینه سنگی تا اوایل عصر آهن) به تبعیت از ویژگی‌های مورفومتری دریاچه تغییر کرده است (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۴)، بنابراین بازسازی ویژگی‌های دیرینه مورفومتری دریاچه جایدر در مطالعات محیطی و به ویژه مطالعات باستان‌شناسی مهم و ضروری به نظر می‌رسد. دره سیمره به عنوان بخشی از محیط جغرافیایی زاگرس و محل وقوع بزرگترین زمین‌لغزش دنیا که باعث تغییرات محیطی و انسانی در منطقه شده است، با توجه به ویژگی‌های تاریخی و طبیعی از دیرباز مورد توجه محققان داخلی و خارجی بوده است. این تحقیقات عمدتا بر روی زمین‌لغزش سیمره، دریاچه سیمره و باستان‌شناسی منطقه متمرکز بوده و به دریاچه جایدر کمتر اشاره شده است. مالکی (۱۳۷۷) با بررسی دو پارینه زمین‌لغزه و تعیین سن آنها در منطقه سیمره، سن زمین‌لغزش سیمره را بیش از ۱۵۰۰۰ سال دانسته است. شایان (۱۳۸۳) با بررسی شواهد ژئومورفولوژیکی در سن سنجی زمین‌لغزش بزرگ سیمره (کبیرکوه)، زمان وقوع زمین‌لغزش را سال ۸۷۲ میلادی دانسته و نظریات قبلی مبنی بر وقوع زمین‌لغزش در ۱۰۰۰۰ سال قبل را رد کرده است. وی نتیجه گرفته که زمین-لغزش سیمره باعث ایجاد زلزله شده است و نه

برعکس. بهاروند (۱۳۸۷) لرزه‌خیزی منطقه پلدختر و ارتباط آن با زمین‌لغزه سیمره را بررسی نموده است. بهاروند و همکاران (۱۳۸۸) به بررسی نقش زمین لغزش سیمره در تغییرات زیست محیطی و ژئومورفولوژیکی منطقه پلدختر پرداخته و نتیجه گرفتند که تغییرات شدید ژئومورفولوژیکی در شبکه‌های زهکشی منطقه و ایجاد دریاچه‌های مصنوعی بزرگ در منطقه پلدختر و دره شهر و احتمالا نابودی تمدن‌های بشری از تبعات ناشی از زمین‌لغزش سیمره بوده‌اند. معیری و همکاران (۱۳۹۰) ویژگی‌های مورفومتری دریاچه قدیمی سیمره را مطالعه نموده‌اند. یمانی و همکاران (۱۳۹۱) با بررسی زمین‌لغزش بزرگ سیمره و توالی پادگانه‌های دریاچه‌ای، نتیجه گرفتند که در مسیر رودخانه سیمره ۴ پادگانه دریاچه‌ای در ارتفاعات مختلف تشکیل شده و بررسی ویژگی‌های این پادگانه‌ها، نشان‌دهنده رخداد زمین‌لغزش سیمره در ۳ یا ۴ مرحله می‌باشد. مقصودی و همکاران (۱۳۹۴)، تغییرات محیطی ناشی از رخداد زمین-لغزش کبیرکوه و تاثیر آن بر الگوی استقرارگاه‌های باستانی محدوده دریاچه جایدر را بررسی کرده‌اند. بیرانوند و همکاران (۱۳۹۲) پالئوژئوگرافی و تحولات ژئومورفولوژیک دریاچه قدیمی سیمره را بررسی نموده‌اند. هم‌چنین هریسون و فالکون (۱۹۳۸) و شعاعی و قمیشیان (۱۹۹۸) در رابطه با زمین‌لغزش سیمره و ویژگی‌های آن کار کرده‌اند. رابرتز در سال (۲۰۰۸) به مقایسه ساختاری و زمین‌شناسی زمین‌لغزش سیمره در کوه‌های زاگرس و یک زمین‌لغزش در کوه‌های راکی کانادا پرداخته است. شعاعی (۲۰۱۴) مکانیسم زمین-لغزش سیمره و طول عمر دریاچه‌های سدی را مورد بررسی قرار داده و نتیجه گرفته است که دریاچه سیمره ۹۳۵ سال بعد از وقوع زمین‌لغزش شکل گرفته و رخداد زمین‌لغزش سیمره را از ویژگی‌های هیدرومورفولوژی منطقه وقوع لغزش و هم‌چنین نیروی فرسایشی شدید ناشی از به هم پیوستن رودخانه کشکان و سیمره می‌داند. از مطالعات انجام شده در خارج از کشور می‌توان به کار بون و همکاران (۲۰۱۱) با عنوان توزیع و مورفومتری دریاچه‌های کم‌عمق در نواحی معتدل (آرژانتین) اشاره نمود. در این مطالعه براساس ویژگی‌های مورفومتری، ۴ گروه دریاچه‌ای را مشخص نمودند. نوگز (۲۰۰۹) ارتباط بین مورفومتری، موقعیت جغرافیایی و پارامترهای کیفیت آب را در دریاچه-های اروپا بررسی نموده است. کارپنتر (۱۹۸۳) ژئومتری دریاچه‌ها: مفهومی برای تولید و میزان رشد پیوسته رسوب را مورد بررسی قرار داده است. با توجه به توضیحات داده شده، هدف از پژوهش حاضر بازسازی و تشریح نحوه شکل‌گیری دریاچه جایدر، تعیین ویژگی‌های دیرینه مورفومتری، زمان تشکیل و مدت زمان پایداری دریاچه می‌باشد.

محدوده مورد مطالعه

دریاچه جایدر در جنوب غربی استان لرستان در شهرستان پلدختر بین عرض‌های جغرافیایی ´۰۵ °۳۳ تا ´۱۶ °۳۳ شمالی و طول جغرافیایی ´۳۹ °۴۷ تا ´۴۸ °۴۷ شرقی در حوضه کشکان واقع شده است (شکل ۱). شهر پلدختر در محدوده این دریاچه قرار دارد و جاده خرم‌آباد-اندیمشک از محدوده دریاچه عبور می‌نماید. از نظر منشا تشکیل جزء دریاچه‌های سدی و در نتیجه وقوع زمین‌لغزش بزرگ سیمره و مسدود شدن مسیر رودخانه کشکان شکل گرفته است. در محدوده دشت جایدر، بیشترین عرض دریاچه در حدود ۸ کیلومتر و طول آن حدود ۷ کیلومتر می-باشد. مرتفع‌ترین بقایای رسوبات این دریاچه با وجود فرسایش آنها در طول زمان بیش از ۴۰ متر در قسمت جنوبی دریاچه و جنوب پلدختر دیده می‌شوند. از نظر زمین‌شناسی دریاچه جایدر در زون

زاگرس چین خورده و بر روی واحدهای آبرفتی و دریاچه‌ای دوران چهارم قرار گرفته است.

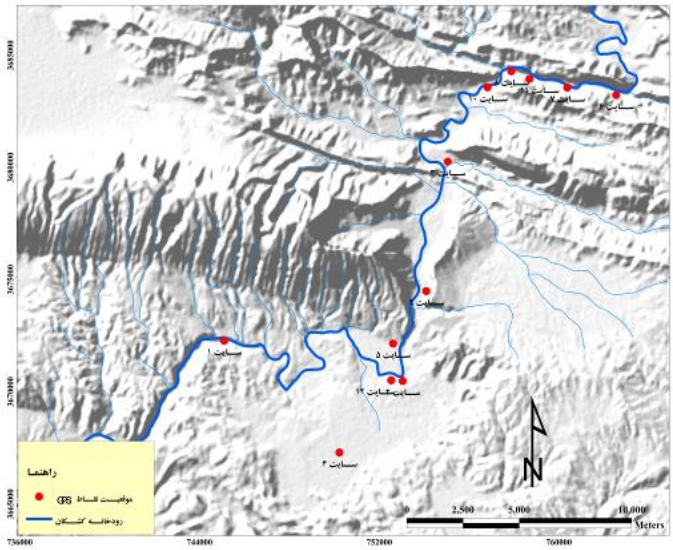


شکل ۱: محدوده دریاچه جایدر در شهرستان پلدختر براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰

مواد و روش‌ها

نوع تحقیق کاربردی- توسعه‌ای و روش تحقیق میدانی- تحلیلی می‌باشد. در ابتدا مطالعات انجام شده در رابطه با موضوع و منطقه مورد مطالعه از منابع مختلف گردآوری گردید. سپس داده‌ها و ابزار فیزیکی تحقیق که شامل دبی آب و رسوب رودخانه کشکان، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، نقشه های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰، مدل رقومی ارتفاعی منطقه با اندازه پیکسلی ۱۰ و ۳۰ متر و تصاویر ماهواره‌ای IRS می‌باشند، از سازمان‌های مختلف تهیه شد. ابزارهایی مانند GPS و دوربین نقشه برداری از اداره کل میراث فرهنگی، صنایع دستی و گردشگری استان لرستان و دانشگاه لرستان تهیه گردید. نرم‌افزارهای مورد استفاده تحقیق شامل Arc GIS، Global Mapper، ENVI و Google earth می‌باشند که در مراحل مختلف تحقیق به کار گرفته شده‌اند. در ادامه مطالعات میدانی به عنوان پایه و اساس این تحقیق، در چند مرحله در تابستان، پاییز و زمستان سال ۱۳۹۳ جهت بررسی و تعیین محدوده دریاچه، بقایای پادگانه‌های دریاچه‌ای، زمان تشکیل و تخلیه دریاچه، منشا و بافت رسوبات و نمونه‌برداری از رسوبات انجام شد که مشخصات آنها در شکل ۲ و جدول ۱ آورده شده است. در مطالعات میدانی، ارتفاع رسوبات دریاچه ای در ۱۰ نقطه با استفاده از GPS و دوربین نقشه برداری در طول دریاچه جهت تعیین بالاترین سطح رسوبات ثبت گردید. هم چنین ۳ نمونه رسوب از پادگانه‌های دریاچه‌ای برداشت و جهت تعیین سن با روش ترمولومینسانس به پژوهشکده باستان شناسی کشور ارسال شد. پس از انجام مطالعات میدانی، با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS محدوده دریاچه براساس ارتفاع نقاط ثبت شده، خطوط

توپوگرافی و مدل رقومی ارتفاعی منطقه استخراج شد. پس از تعیین شدن محدوده دریاچه، ویژگی های مورفومتری دریاچه مانند مساحت، عمق حداکثر و متوسط، حجم آب و رسوب، زمان پایداری، توسعه خط ساحلی و ... براساس روابط تجربی موجود در مقالات و کتب مختلف، به دست آمد. سپس براساس بقایای رسوبی به جای مانده از دریاچه و ویژگی‌های آنها (ضخامت، بافت و منشا) که عمدتا در کناره‌های جاده خرم‌آباد- پلدختر دیده می‌شوند و هم‌چنین مشاهده واروهای دریاچه‌ای، زمان تشکیل و طول عمر دریاچه مورد بررسی قرار گرفت. در پایان نیز به جمع‌بندی و نتیجه‌گیری تحقیق پرداخته شد.



شکل ۲: موقعیت سایت‌های برداشت شده با GPS

جدول ۱: توصیف سایت‌های برداشت شده با GPS مورد استفاده در تحقیق

شماره سایت	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	نام سایت
۱	۷۴۵۰۰۰/۳	۳۶۷۲۱۷۳	محل پارگی دریاچه
۲	۷۵۲۷۹۱/۳	۳۶۷۰۳۲۶	رسوبات جنوب پلدختر
۳	۷۵۴۹۵۱/۳	۳۶۸۰۱۵۸	رسوبات روبروی روستای گل گل سفلی
۴	۷۵۰۱۲۷/۳	۳۶۶۷۱۸۵	ارتفاع کف دریاچه در اطراف روستای سراب حمام
۵	۷۵۲۵۱۷/۷	۳۶۷۲۰۴۲	رسوبات دریاچه‌ای شمال شهر پلدختر
۶	۷۶۲۴۴۵/۹	۳۶۸۳۱۲۲	رسوبات دریاچه‌ای پایین‌تر از روستای جلگه خلج
۷	۷۶۰۲۷۴/۳	۳۶۸۳۴۵۳	رسوبات پایین‌تر از اردوگاه ملاوی و محل برداشت نمونه رسوب
۸	۷۵۷۷۸۰/۱	۳۶۸۴۱۸۴	ارتفاع بستر کنونی رودخانه کشکان در بالاتر از پیچ ملاوی
۹	۷۵۳۹۹۵/۲	۳۶۷۴۳۸۳	تداخل رسوبات رودخانه‌ای- دریاچه‌ای (خروجی شهر پلدختر)
۱۰	۷۵۶۷۲۸/۳	۳۶۸۳۴۷۰	محل ترسیم نیمرخ عرضی در بالاتر از روستای مورانی
۱۱	۷۵۸۵۸۶/۹	۳۶۸۳۸۴۱	۱۰ دوره مختلف رسوب‌گذاری در پایین‌تر از اردوگاه ملاوی
۱۲	۷۵۲۷۴۵/۷	۳۶۷۰۳۰۵	واروهای دریاچه‌ای جنوب پلدختر و محل برداشت نمونه رسوب

بحث ونتایج

رخداد زمین‌لغزش کبیرکوه و شکل‌گیری دریاچه جایدر

براساس نتایج حاصل از مطالعات انجام شده که در پیشینه تحقیق به آنها اشاره شده، زمین‌لغزش کبیرکوه در دره سیمره بر اثر عواملی مانند ویژگی-های هیدرومورفولوژی منطقه، نیروی فرسایشی زیاد ناشی از آب رودخانه‌های سیمره و کشکان و زلزله بزرگتر از ۷ ریشتر رخ داده است. بر اساس نتایج حاصل از سن سنجی رسوبات پادگانه‌های دریاچه‌ای در محدوده دریاچه‌های سیمره و جایدر، در حدود ۸۵۰۰۰ سال پیش مسیر رودخانه کشکان در نتیجه رخداد زمین‌لغزش اول مسدود شده و در نتیجه دریاچه جایدر همزمان با مرحله اول تشکیل دریاچه سیمره شکل‌گرفته است (شرفی، ۱۳۹۴).

در محدوده دریاچه جایدر علاوه بر مسدود شدن مسیر رودخانه کشکان، رخداد زمین‌لغزش باعث تغییر مسیر رودخانه کشکان نیز شده است. براساس مطالعات میدانی، شواهدی از آبرفت‌های رودخانه کشکان وجود دارد که نشان می‌دهد رودخانه کشکان قبل از وقوع زمین‌لغزش، در مسیر دیگری در جنوب محدوده فعلی دریاچه جریان داشته است (شکل ۳). از دیگر شواهد این تغییر مسیر، دره جوان رودخانه کشکان است که در سازند گچساران حفر شده و دارای دامنه‌های به شدت ناپایدار با توده‌های لغزشی بزرگ و کوچک می‌باشد. وجود دامنه‌های ناپایدار، نشان دهنده یک مسیر جدید و پرشیب برای رسیدن به سطح اساس نسبتا پایدار می‌باشد (شکل ۴).

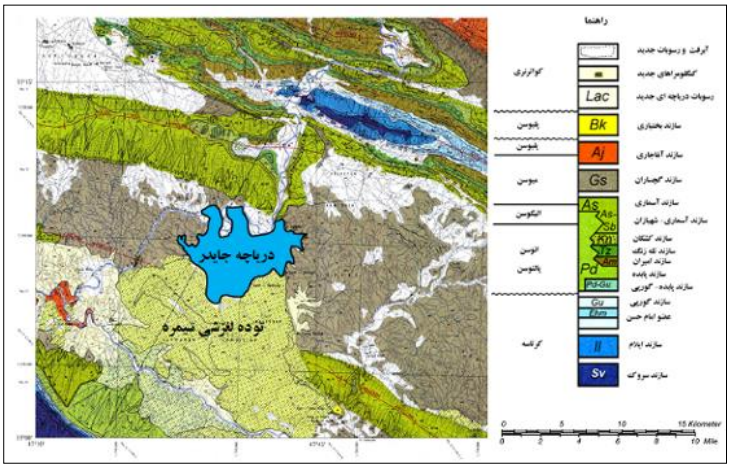
شکل ۳: مسیر احتمالی رودخانه کشکان قبل از وقوع زمین لغزش کبیرکوه

شکل ۴: مسیر جدید رودخانه کشکان و وجود دامنه‌های ناهموار و پرشیب در دو طرف آن

پس از پر شدن دریاچه جایدر، آب دریاچه نتوانسته از مسیری که قبل از زمین‌لغزش در آن جریان داشته، سرریز کند و دریاچه تخلیه شود. زیرا ارتفاع توده لغزشی که مسیر رودخانه کشکان را مسدود نموده، نسبت به ارتفاعات غرب محدوده دریاچه حدود ۶۰ متر بالاتر بوده است. بنابراین دریاچه در غرب محدوده در نقطه‌ای با کمترین ارتفاع در نزدیکی روستای کلک بوره در محدوده فعلی دریاچه (سایت ۱)، با ارتفاع حدود ۷۴۰ متر سرریز کرده و مسیر جدید رودخانه کشکان شکل‌گرفته است. اما در دریاچه جایدر برعکس دریاچه سیمره که پس از سرریز شدن، رسوبات آواری لغزشی را حفر کرده است، آب سرریز شده باید رسوبات سازند گچساران را که طی میلیون‌ها سال شکل‌گرفته‌اند، فرسایش می‌داده است. شستشو و فرسایش این رسوبات و تخلیه آب دریاچه به مدت‌زمان بسیار زیادی نیاز داشته تا به وضعیت زمان حاضر برسد. به دلیل پایداری طولانی مدت دریاچه، توالی دوره‌های مختلف رسوب‌گذاری در دریاچه جایدر قابل‌مشاهده می‌باشد. هم‌چنین به دلیل بالا بودن ارتفاع محدوده دریاچه جایدر نسبت به رخداد مراحل بعدی زمین‌لغزش، توالی دریاچه‌ای در محدوده جایدر شکل نگرفته است.

بازسازی ویژگی‌های مورفومتری دریاچه جایدر: مورفومتری به معنای اندازه‌گیری اشکال می‌باشد و به بررسی تحلیل‌های کمی اشکال یعنی اندازه‌گیری ویژگی‌های هندسی و مشخصات قابل اندازه‌گیری یک شکل مانند عرض، ارتفاع، طول و ... می‌پردازد. در بررسی مورفومتری دریاچه‌ها از پارمترهایی مانند مساحت، عمق، حجم و ... استفاده می‌شود که این پارامترها در زیر جهت بازسازی ویژگی‌های دیرینه مورفومتری دریاچه جایدر مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

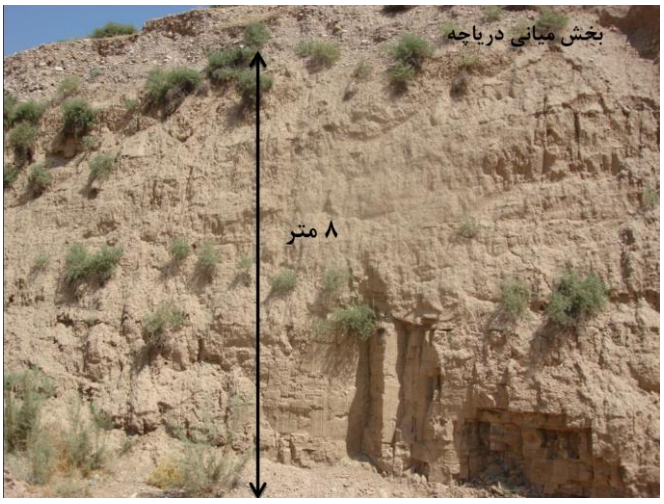
تعیین محدوده و وسعت دریاچه: براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ پلدختر برگ ۲۰۸۱۲، که در سال ۱۹۷۰ توسط شرکت نفت تهیه شده است و مطالعات انجام شده (شعاعی، ۲۰۱۴)، محدوده دریاچه جایدر در پشت توده لغزشی سیمره تا حوالی شهر پلدختر شکل گرفته است. مساحت دریاچه ترسیم شده بر روی نقشه زمین‌شناسی حدود ۴۶ کیلومتر مربع می باشد (شکل ۵). اما مطالعات میدانی نشان می‌دهد که رسوبات دریاچه‌ای ریزدانه سیلتی در طول مسیر رودخانه کشکان تا پایین‌تر از سایت ۶ دیده می‌شوند، یعنی طول دریاچه حدود ۲۰ کیلومتر بالاتر از محدوده‌ای می‌باشد که بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی ترسیم شده است.



شکل ۵: زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه و موقعیت دریاچه جایدر بر روی آن

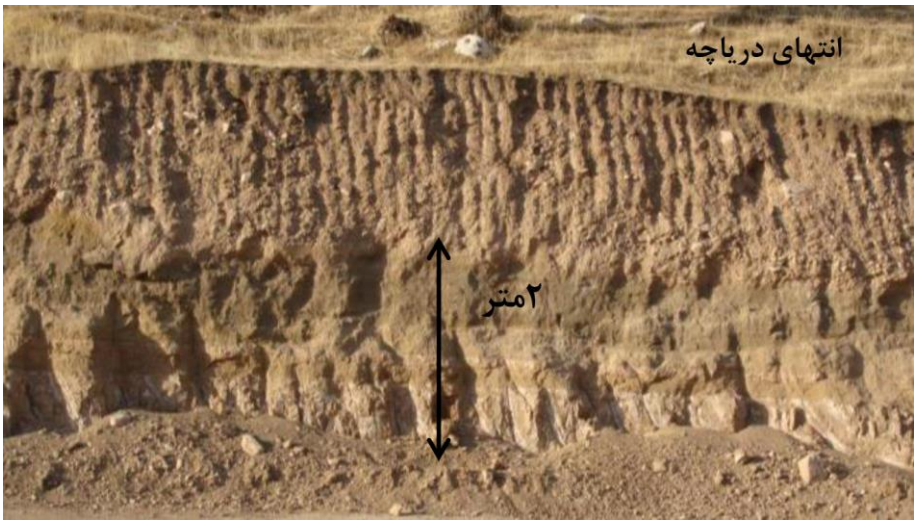
براساس مطالعات میدانی، ارتفاع سطح دریاچه جایدر در محل سایت ۴ حدود ۶۹۴ متر و ارتفاع تپه شاهدهای رسوبات دریاچه‌ای در سایت ۵ بیش از ۷۰۰ متر می‌باشد. در محل سایت ۷ رسوبات دریاچه‌ای در ارتفاع بیش از ۷۳۰ متری مشاهده می‌شوند (شکل ۶). ضخامت رسوبات دریاچه‌ای در سایت ۷ که در زیر رسوبات آبرفتی و واریزه‌ها و در نتیجه حفر ترانشه جاده رخنمون نموده‌اند، بیش از ۵ متر می‌باشد. به دلیل عرض کم بستر رودخانه کشکان در این نقطه و فرسایش کناری در طول زمان، رسوبات دریاچه‌ای فرسایش یافته و فقط در مناطقی که این رسوبات توسط رسوبات دامنه‌ای پوشیده شده‌اند، در کناره‌های جاده خرم‌آباد- پلدختر قابل مشاهده می‌باشند. در محل سایت ۳ رسوبات دریاچه‌ای در ارتفاع ۷۲۰ متری قابل مشاهده هستند (شکل ۷).

شکل ۶: پادگانه‌های دریاچه‌ای جایدر که رخنمون رسوبات آن در سایت ۷ با ضخامت بیش از ۵ متر و در ارتفاع ۷۳۰ متری از سطح دریا نسبت به رودخانه کشکان دیده می‌شود.

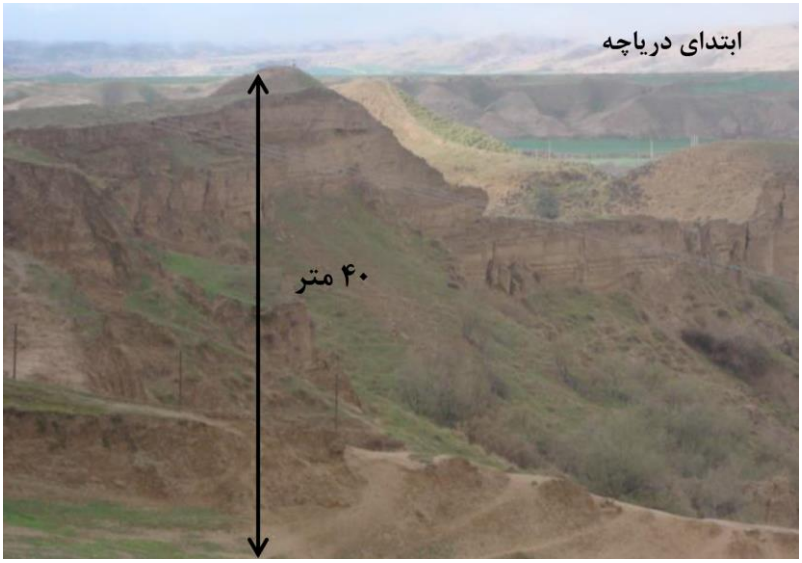


شکل ۷: رسوبات دریاچه‌ای در محل سایت ۳ (دید به سمت شمال)

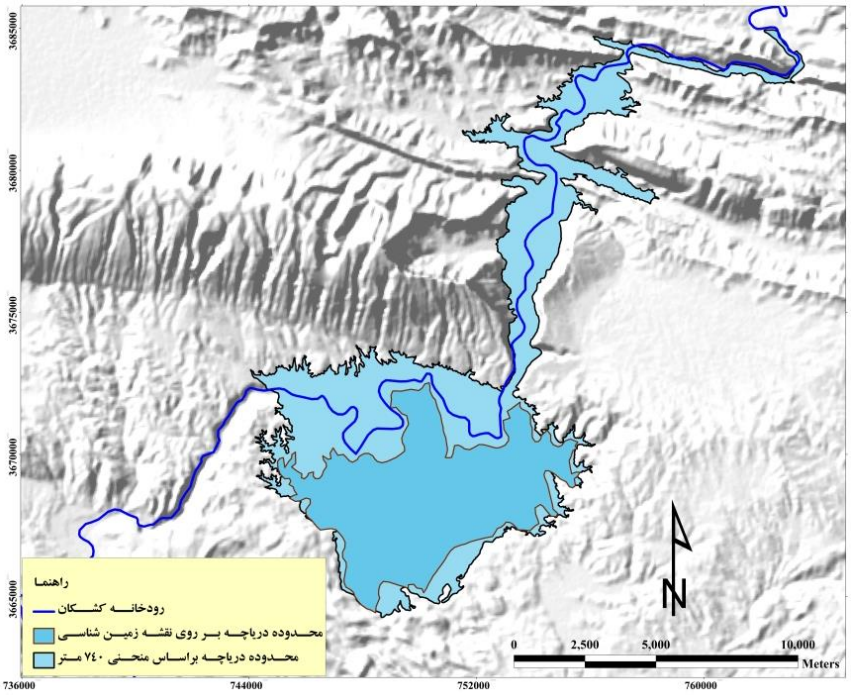
بنابراین با توجه به بررسی‌های میدانی در مسیر رودخانه کشکان و ثبت ارتفاع رسوبات در نقاط مختلف با استفاده از GPS، مشاهده رسوبات دریاچه‌ای در پایین‌تر از سایت ۶ در ارتفاع ۷۴۰ متری (شکل ۸)، وجود رسوبات دریاچه‌ای با ضخامت بیش از ۵ متر در محل سایت ۷ در ارتفاع ۷۳۰ متری، ضخامت بیش از ۴۰ متری رسوبات در سایت ۲ در ارتفاع ۷۰۲ متری (شکل ۹)، منحنی تراز ۷۴۰ متر به عنوان محدوده دریاچه در نظر گرفته شد. بر اساس منحنی۷۴۰ متر، مساحت دریاچه ۸۸ کیلومتر مربع و ۴۲ کیلومتر مربع بیشتر از مساحت ترسیم شده دریاچه بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی می‌باشد (شکل ۱۰).



شکل ۸: ضخامت رسوبات دریاچه‌ای در قسمت انتهایی دریاچه (سایت ۶)

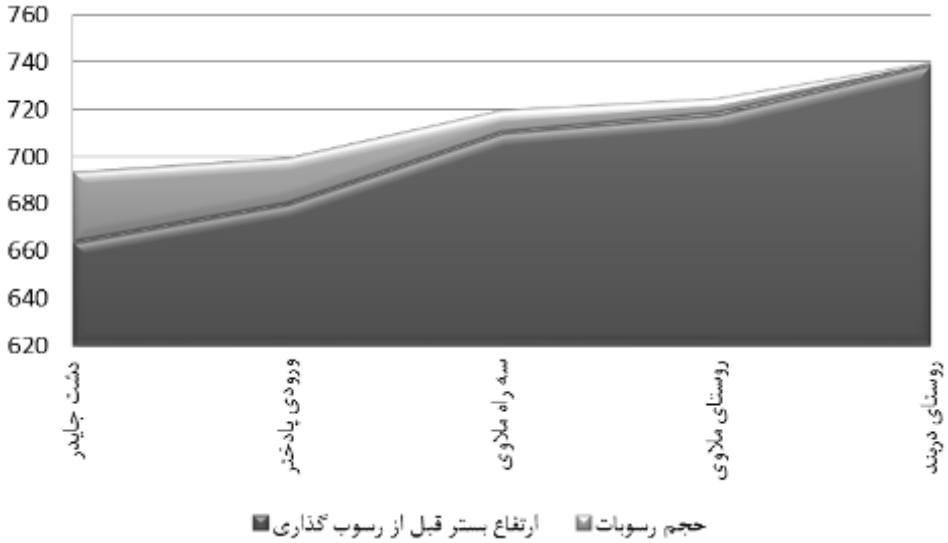


شکل ۹: ارتفاع رسوبات دریاچه‌ای نسبت به بستر فعلی رودخانه کشکان در سایت ۲



شکل ۱۰: وسعت دریاچه جایدر بر روی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سال ۱۹۷۰ و منحنی تراز ۷۴۰ متر

ضخامت رسوبات: بر اساس مطالعات میدانی، ضخامت رسوبات دریاچه جایدر از ابتدا به سمت انتها روند کاهشی و ارتفاع بستر رودخانه روند افزایشی را نشان می‌دهد. ضخامت رسوبات در منتهی‌الیه شمال حوضه دریاچه جایدر (سایت شش)، کمتر از دو متر و در محدوده شهر پلدختر (سایت دو) یعنی در جنوبی‌ترین قسمت دریاچه حدود ۴۰ متر می‌باشد (شکل ۱۱).



شکل ۱۱: حجم رسوبات و ارتفاع آن در بخش‌های مختلف محدوده دریاچه جایدر

عمق دریاچه: با توجه به ارتفاع توده لغزشی سیمره (حدود ۸۰۰ متر) و ارتفاع سازند گچساران در محل تخلیه دریاچه (بیش از ۷۴۰ متر) و هم‌چنین مشاهده رسوبات دریاچه‌ای در ارتفاع حدود ۷۴۰ متری در قسمت‌های انتهایی دریاچه، به نظر می‌رسد که ارتفاع سطح آب دریاچه در بالاترین سطح، بیش از ۷۴۰ متر بوده است. مشاهده رسوبات رخنمون یافته کف دریاچه در سایت ۷ و همتراز با بستر فعلی رودخانه کشکان در ارتفاع حدود ۷۱۰ متری بیانگر این نکته است که عمق آب دریاچه در انتهای دریاچه (سایت ۶) بیش از ۳۰ متر بوده است. اگرچه در قسمت‌های میانی و در محل بیشترین وسعت دریاچه (پلدختر) عمق بیشتر از ۳۰ متر بوده است. بنابراین اگر ارتفاع فعلی بستر رودخانه کشکان در جنوب پلدختر(۶۵۶ متر) را با توجه به ضخامت رسوبات در نظر بگیریم، عمق حداکثر دریاچه ۸۴ متر بوده است.

عمق متوسط: عمق متوسط دریاچه از طریق فرمول زیر به دست می آید.

$Z = V / A0$

V= حجم دریاچه

A= مساحت دریاچه

$Z = ۳۶۰۰۰۰۰۰۰۰ \div ۸۸۰۰۰۰۰۰$ = ۴۰/۹ متر

بنابراین عمق متوسط دریاچه جایدر ۴۰/۹ متر می‌باشد.

نسبت عمق متوسط به عمق حداکثر: نسبت عمق متوسط به عمق حداکثر برای دریاچه جایدر ۰/۵ می‌باشد.

حجم دریاچه: به منظور بدست آوردن حجم دریاچه جایدر، از فرمول زیر استفاده شده است.

حجم دریاچه = مساحت * عمق متوسط

حجم دریاچه = ۸۸ × ۴۰/۹ × $۱۰^{۶}$ = ۳/۶×$۱۰^{۹}$ متر مکعب

حجم کل آب ورودی در هر سال: با توجه به آمار ایستگاه‌های هیدرومتری حوضه کشکان، میانگین دبی رودخانه کشکان ۶۰/۰۵ مترمکعب در ثانیه می‌باشد. بنابراین می‌توان میزان ورودی آب به دریاچه جایدر را در سال برآورد نمود.

حجم کل آب ورودی در هرسال = ۶۰/۰۵ × ۳۶۰۰ × ۲۴ × ۳۶۵ × $۱۰^{۹}$ × ۱/۸ متر مکعب

زمان پایداری دریاچه: در صورتی که میزان تخلیه آب به دریاچه از شبکه زهکشی و دیگر ورودی‌ها (آب‌های زیرزمینی، رواناب مستقیم و ...) مشخص باشند، می‌توان زمان پایداری دریاچه را تعیین نمود. زمان پایداری دریاچه‌ها ممکن است از چند ساعت تا چند هزار سال باشد و می‌توان آن را با استفاده از فرمول زیر محاسبه نمود.

$$\text{۲ سال} = \frac{۳/۶ * ۱۰^{۹}}{۱/۸ * ۱۰^{۹}}$$

⇒ میزان آب ورودی به دریاچه/ حجم = زمان پایداری

بنابراین پس از تشکیل دریاچه، ۲ سال طول کشیده تا دریاچه از آب پر شود. اما از آنجا که هنوز شرایط اقلیمی گذشته در محدوده دریاچه بازسازی نشده و شواهد رسوبی نشان دهنده وقوع فازهای خشک و مرطوب در طول حیات دریاچه می‌باشد، بنابراین نتایج به دست آمده از روابط تجربی بر اساس شرایط فعلی، نمی‌تواند به طور قطعی درست باشند.

حجم رسوبات دریاچه: با توجه به مساحت دریاچه و حجم رسوب‌گذاری به میزان ۱۰/۹ میلیون مترمکعب در سال و ضخامت ۴۰ متری رسوبات می‌توان حجم رسوبات دریاچه و زمان لازم برای رسوب‌گذاری را به دست آورد:

حجم رسوبات دریاچه = ۴۰ * ۸۸ = ۳۵۲۰ میلیون متر مکعب

مدت‌زمان لازم برای رسوب = ۳۵۲۰ ÷ ۱۰/۹ = ۳۲۲/۹ سال

بنابراین حجم کل رسوبات دریاچه جایدر۳۵۲۰ میلیون متر مکعب و مدت زمان لازم برای رسوب‌گذاری این حجم رسوب، ۳۲۲/۹ سال بوده است.

توسعه نوار ساحلی دریاچه: این پارامتر میزان بی نظمی و یا درجه پیچش ساحلی را نشان می‌دهد. توسعه نوار ساحلی دریاچه به مدت زمان تدام آب دریاچه بستگی داشته و با عمر دریاچه رابطه مستقیم دارد. به عبارت دیگر، هر چه عمر دریاچه بیشتر باشد، ساحل آن توسعه بیشتری پیدا می‌کند. جهت بررسی توسعه نوار ساحلی دریاچه از رابطه زیر استفاده می‌شود.

$$D_L = \frac{L}{2\sqrt{\pi A_0}}$$

L: طول خط ساحلی به کیلومتر

A: مساحت به کیلومتر مربع

با توجه به اینکه با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی منطقه و نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰، منحنی تراز ۷۴۰ متر به عنوان محدوده دریاچه در بالاترین سطح ترسیم گردیده است، طول خط ساحلی راست دریاچه ۷۷ کیلومتر، طول خط ساحلی چپ ۹۳ کیلومتر و طول کل خط ساحلی دریاچه ۱۷۰ کیلومتر می‌باشد. بنابراین می‌توان توسعه نوار ساحلی دریاچه جایدر را تعیین نمود:

$$DL = \frac{170}{2\sqrt{3.14*88}} = \frac{170}{33.2} = ۵/۱$$

در صورتی که مقدار توسعه خط ساحلی بین ۵-۴ باشد، نشان‌دهنده توسعه بسیار بالای خط ساحلی است. بنابراین دریاچه جایدر در دسته دریاچه‌های با توسعه خط ساحلی بسیار بالا قرار دارد.

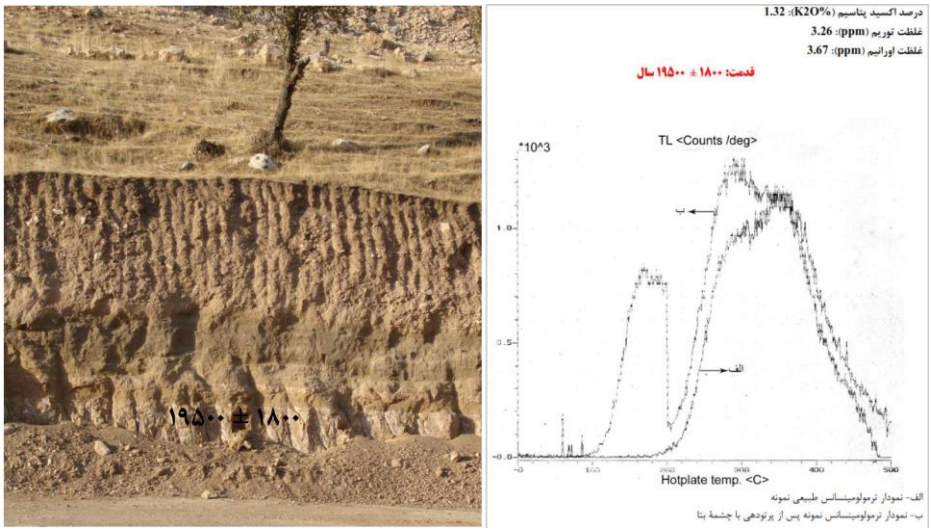
تعیین زمان تشکیل و مدت زمان پایداری دریاچه جایدر: جهت مشخص شدن زمان شکل‌گیری و مدت‌زمان حیات دریاچه، یک نمونه از رسوبات دریاچه در ارتفاع ۷۳۰ متری در قسمت‌های انتهایی دریاچه (سایت ۷) و دو نمونه در ارتفاع ۶۶۰ و ۶۹۷ متری در دشت جایدر(سایت ۱۲) از پادگانه دریاچه برداشت و سن آن‌ها با روش ترمولومینسانس برآورد شد (جدول ۲).

نمونه اول از قسمت‌های انتهایی دریاچه که حدود ۸ متر بالاتر از رسوبات کف دریاچه که در نتیجه حفر ترانشه جاده رخنمون دارند، برداشت شده است. سن این نمونه حدود ۱۹۵۰۰ سال پیش برآورد شده است (شکل ۱۲). با توجه به این که سن به دست آمده از نمونه دریاچه جایدر در محدوده سنی دریاچه مرحله اول سیمره (۸۵۰۰۰ تا ۱۷۵۰۰ سال پیش) قرار می‌گیرد و فقط بزرگترین زمین‌لغزش که سن آن در دریاچه سیمره ۸۵۰۰۰ سال پیش برآورد شده (شرفی، ۱۳۹۴)، می‌توانسته باعث تشکیل دریاچه جایدر شود، بنابراین زمان تشکیل دریاچه جایدر نیز مقارن با مرحله اول تشکیل دریاچه سیمره در حدود ۸۵۰۰۰ سال پیش بوده است.

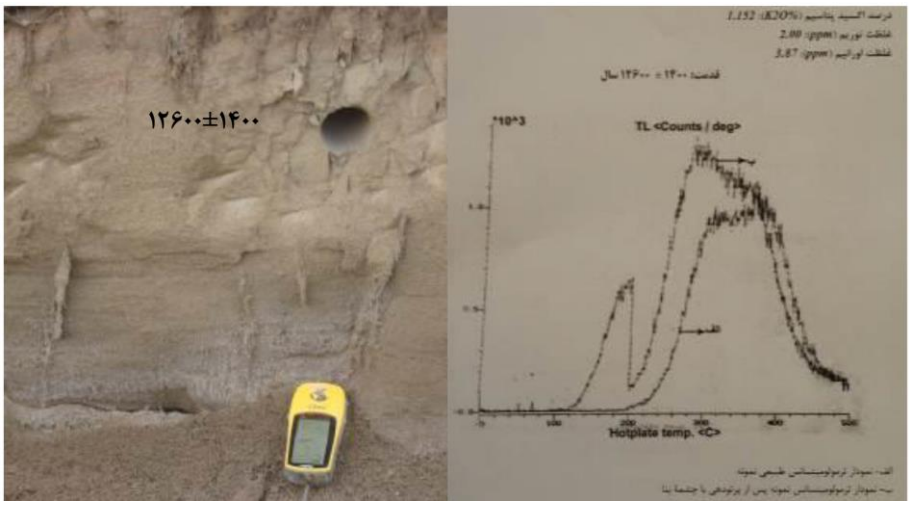
نمونه دوم که در ارتفاع ۶۶۰ متری از رسوبات بخش پایین پادگانه دریاچه برداشت شده بود، سن آن ۱۴۰۰±۱۲۶۰۰ سال برآورد شده است (شکل ۱۳).

جدول ۲: ویژگی‌های نمونه رسوبات تعیین سن شده دریاچه جایدر

شماره نمونه	نام دریاچه	محل برداشت	سن نمونه
۱	جایدر	انتهای دریاچه	۱۹۵۰۰± ۱۸۰۰
۲	جایدر	پایین	۱۲۶۰۰± ۱۴۰۰
۳	جایدر	سطح	۵۰۰۰± ۷۰۰

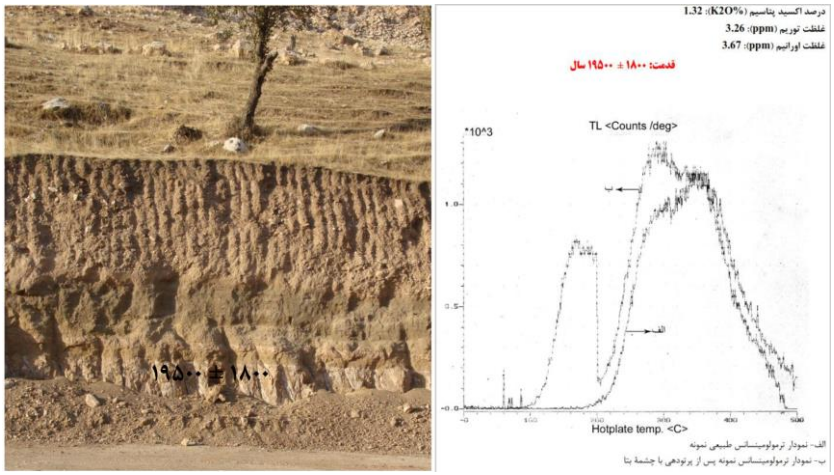


شکل ۱۲: محل برداشت نمونه رسوبات قسمت انتهایی دریاچه و تعیین سن آن



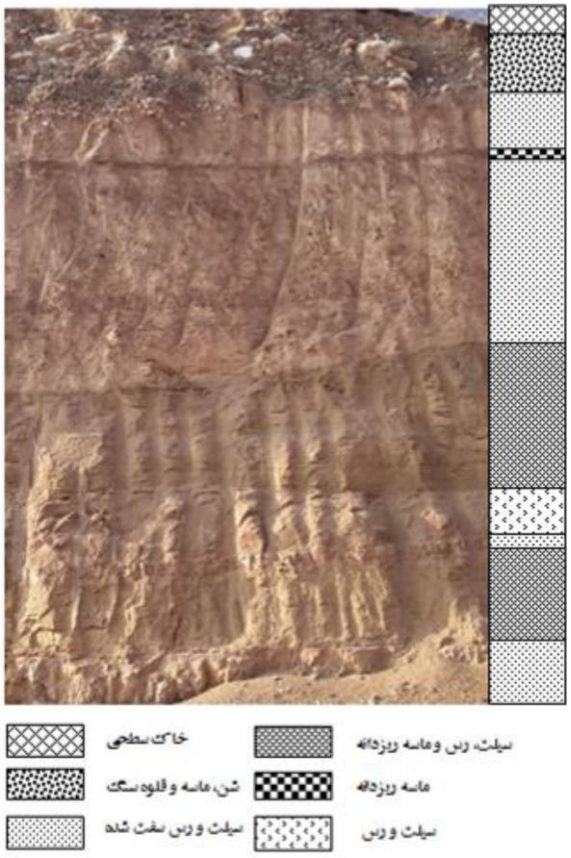
شکل ۱۳: محل برداشت نمونه رسوبات کف دریاچه جایدر و تعیین سن آن

سن نمونه سوم که از رسوبات سطحی دریاچه در ارتفاع ۶۹۷ متری از سطح دریا برداشت شده است، در حدود ۷۰۰ ±۵۰۰۰ سال برآورد شده است. سن نمونه سوم زمان تخلیه تدریجی دریاچه جایدر را نشان می‌دهد (شکل ۱۴). بنابراین می‌توان چنین استنباط نمود که دریاچه جایدر حدود ۸۰۰۰۰ سال در منطقه وجود داشته است. به‌عبارت‌دیگر، دریاچه جایدر در حدود ۸۵۰۰۰ سال پیش همزمان با رخداد زمین‌لغزش اولیه (اصلی) کبیرکوه شکل‌گرفته و در حدود ۵۰۰۰ سال پیش شروع به تخلیه نموده، اما تخلیه دریاچه تدریجی بوده است.



شکل ۱۴: محل برداشت نمونه رسوبات سطح (بالا) دریاچه جایدر و تعیین سن آن

مشاهده ۱۰ دوره مختلف رسوب‌گذاری در سایت ۱۱ با بافت، ضخامت و اندازه‌های مختلف، نیز نشان دهنده پایداری دریاچه جایدر برای یک دوره بسیار طولانی می‌باشد (شکل ۱۵). هم چنان که تعیین سن رسوبات پادگانه دریاچه‌ای نیز بیانگر همین وضعیت می‌باشد.



شکل ۱۵: مقطع رسوبات دریاچه ای در محل سایت ۱۱

مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که در محیط‌های دریاچه‌ای، رسوبات دانه درشت (ماسه) مربوط به دوره‌های گرم و خشک و کاهش سطح آب دریاچه و رسوبات ریزدانه (سیلت و رس) مربوط به دوره-های مرطوب به همراه افزایش سطح دریاچه می-باشد (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۲). افزایش ذرات درشت‌دانه و کاهش ذرات ریزدانه، حاکمیت شرایط انرژی زیاد برای تولید رسوب یا حمل رسوبات و افزایش فرسایش و سرعت فرآیندهای رسوب‌گذاری را نشان می‌دهد. این شرایط ناشی از کاهش بارش‌ها و رطوبت قابل دسترس و وجود شرایط آب و هوایی گرم و خشک را نشان می‌دهد که به کاهش سطح و عمق آب دریاچه منجر شده است. افزایش در میزان سیلت و کاهش میزان ماسه، وجود شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب، افزایش بارش، افزایش رطوبت قابل دسترس، کاهش انرژی برای تولید و حمل رسوبات، کاهش فرسایش و غلبه هوازدگی شیمیایی را نشان می‌دهد. در این شرایط، سطح و عمق آب دریاچه افزایش یافته است. بررسی رسوبات در مقطع مورد مطالعه دریاچه جایدر(سایت ۱۱) نشان می‌دهد که ۴ دوره گرم و خشک و ۴ دوره گرم و مرطوب از زمان تشکیل تا تخلیه آب دریاچه جایدر رخ داده است (جدول ۳). بعد از تخلیه و خشک شدن دریاچه جایدر، رودخانه کشکان بستر خود را در بالاترین سطح بر روی رسوبات دریاچه‌ای شکل داده است. با توجه به اینکه دوره‌های خشک و مرطوب در بازه‌های زمانی بلند مدت اتفاق می‌افتند، بنابراین رخداد ۸ دوره خشک و مرطوب، نشان دهنده پایداری دریاچه برای مدت زمان طولانی و چند هزارساله می‌باشد.

جدول ۳: ویژگی‌های منشا و بافت مقطع رسوبی مورد مطالعه دریاچه جایدر در سایت ۱۱

شرایط اقلیمی	ضخامت لایه‌ها	بافت رسوبات	منشا رسوب	لایه
نامشخص	۰/۵ متر	خاک سطحی	خاک سطحی	۱۰
نامشخص	۱/۵ متر	شن، ماسه و قلوه سنگ	رودخانه ای	۹
مرطوب	۶۰ سانتیمتر	سیلت و رس سفت شده	دریاچه ای	۸
گرم و خشک	۱۰ سانتیمتر	ماسه ریزدانه	دریاچه ای	۷
مرطوب	۳ متر	سیلت و رس سفت شده	دریاچه ای	۶
گرم و خشک	۱ متر	سیلت و رس و ماسه ریزدانه	دریاچه ای	۵
گرم و خشک	۷۰ سانتیمتر	سیلت و رس	دریاچه ای	۴
مرطوب	۱۰ سانتیمتر	سیلت و رس سفت شده	دریاچه ای	۳
گرم و خشک	۶۰ سانتیمتر	سیلت و رس و ماسه ریزدانه	دریاچه ای	۲
مرطوب	بیش از ۵ متر	سیلت و رس سفت شده	دریاچه ای	۱

هم‌چنین مشاهده و بررسی واروهای دریاچه‌ای در سایت ۱۲، نیز می‌تواند جهت تعیین سن تقریبی دریاچه استفاده شود. وارو لایه‌ای از رسوبات است که میزان رسوب‌گذاری را در طول یک سال نشان می‌دهد و معمولا شامل دو لایه می‌باشد. از آنجا که ضخامت دو لایه (لایه‌های تیره و روشن) نشان دهنده میزان رسوب‌گذاری در یک سال می‌باشد و میانگین رسوب‌گذاری سالانه در سایت ۱۲ دریاچه جایدر حدود ۲ سانتیمتر در سال (لایه روشن و تیره) و ضخامت رسوبات دریاچه‌ای در این سایت، ۴۰ متر می‌باشد، با در نظر گرفتن میانگین ۲ سانتیمتر رسوب‌گذاری سالانه، می‌توان سن دریاچه جایدر را به صورت زیر تعیین نمود:

=۱۰۰سانتیمتر*۴۰ متر: سن دریاچه جایدر
۲۰۰۰ سال = ۲ ÷ ۴۰۰۰ سانتیمتر

نتیجه گیری

دریاچه جایدر با منشا لغزشی در نتیجه مسدود شدن مسیر رودخانه کشکان در حوضه کشکان بر اثر رخداد زمین‌لغزش کبیرکوه شکل گرفته است. براساس تعیین سن رسوبات دریاچه‌ای در دریاچه-های سیمره و جایدر، رخداد زمین‌لغزش کبیرکوه حدود ۸۵۰۰۰ سال پیش بوده و در نتیجه شکل-گیری دریاچه جایدر نیز مقارن با این دوره زمانی می‌باشد. براساس مطالعات میدانی و مشاهده بقایای رسوبات دریاچه‌ای در طول دره کشکان، محدوده و وسعت دریاچه جایدر که در مطالعات محیطی و به ویژه باستان‌شناسی دارای اهمیت فراوانی می‌باشد، در مطالعات قبلی به طور دقیق مشخص نشده است. محدوده دریاچه براساس منحنی تراز ۷۴۰ متر، دارای وسعتی در حدود ۸۸ کیلومتر مربع و طول دریاچه براساس مسیر رودخانه کشکان حدود ۴۲ کیلومتر می‌باشد. در صورتی که محدوده ترسیم شده بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی، مساحتی در حدود ۴۶ کیلومتر مربع را برای دریاچه جایدر نشان می‌دهد. بررسی ویژگی‌های پارینه مورفومتری دریاچه جایدر نشان دهنده حاکمیت محیط دریاچه‌ای برای مدت طولانی در محدوده می‌باشد. براساس مشاهدات میدانی و روابط تجربی، عمق حداکثر دریاچه ۸۴ متر و عمق متوسط دریاچه ۴۰/۹ متر و در قسمت‌های انتهایی دریاچه (سایت ۶) عمق دریاچه با توجه به بستر فعلی رودخانه کشکان حدود ۳۰ متر بوده است. بنابراین عمق دریاچه از ابتدا تا انتهای دریاچه روند کاهشی داشته است. حداکثر ضخامت رسوبات در جنوب پلدختر حدود ۴۰ متر و زمان لازم برای تشکیل این رسوبات در محدوده دریاچه حدود ۳۲۲/۹ سال بوده و نشان بنابراین میانگین رسوب‌گذاری سالیانه دریاچه براساس ضخامت واروهای دریاچه‌ای نشان دهنده عمر دریاچه برای بیش از ۲۰۰۰ سال می‌باشد.

دهنده عمر دریاچه برای بیش از چند هزار سال می‌باشد. خط ساحلی دریاچه به دلیل واقع شدن در محیط کوهستانی و دره‌ای، حدود ۱۷۰ کیلومتر می‌باشد و توسعه خط ساحلی نیز نشان دهنده حاکمیت محیط دریاچه‌ای برای مدت طولانی و عمر زیاد دریاچه می‌باشد. در طول دریاچه، بقایای یک پادگانه دریاچه‌ای دیده می‌شود. بقایای پادگانه دریاچه‌ای از سایت ۶ تا شهر پلدختر به ویژه در سمت چپ جاده خرم‌آباد- پلدختر با ضخامت‌های مختلف قابل مشاهده است. ضخامت رسوبات دریاچه‌ای از ابتدا دریاچه (پیشانی زمین‌لغزش کبیرکوه در محل سایت ۴) تا انتهای دریاچه (سایت ۶) به طور تدریجی کاهش می‌یابد. در برخی نقاط تداخل پادگانه رودخانه‌ای با پادگانه‌های دریاچه‌ای دیده می‌شود و نشان دهنده حاکمیت سیستم‌های دریاچه‌ای و رودخانه‌ای در زمان شکل‌گیری تا تخلیه و خشک شدن دریاچه می‌باشد. نتایج نشان می‌دهد که در محدوده دریاچه ابتدا محیط رودخانه‌ای حاکم بوده و با رخداد زمین‌لغزش کبیرکوه محیط دریاچه‌ای در منطقه حاکم شده است. بررسی اندازه و بافت مقاطع رسوبی در قسمت‌های انتهایی دریاچه، بیانگر شرایط اقلیمی خشک و مرطوب در طول حیات دریاچه می‌باشد. با توجه به اینکه رخداد دوره‌های خشک و مرطوب در بازه‌های زمانی طولانی اتفاق می‌افتد، بنابراین ثبت این رخدادها در رسوبات دریاچه جایدر بیانگر سن زیاد دریاچه می‌باشد. هم‌چنان که سن سنجی رسوبات دریاچه‌ای بیانگر پایداری ۸۰۰۰۰ ساله دریاچه می‌باشند. به طور کلی می‌توان نتیجه گرفت که بازسازی ویژگی‌های دیرینه مورفومتری دریاچه

سدی جایدر نشان دهنده حاکمیت محیط دریاچه-ای برای مدت زمان طولانی در این محدوده می-باشد. با توجه به تعیین محدوده و وسعت دریاچه جایدر، پیشنهاد می‌شود که در مطالعات محیطی و به ویژه مطالعات باستان‌شناسی در محدوده دریاچه، تجزیه و تحلیل یافته‌ها براساس ارتباط انسان با محیط در یک چشم‌انداز دریاچه‌ای انجام شود. زیرا در مطالعات باستان‌شناسی انجام شده در گذشته در محدوده دریاچه، به حاکمیت محیط دریاچه‌ای اشاره نشده است. در صورتی که براساس مطالعات مقصودی و همکاران (۱۳۹۳)، الگوی استقرار زیستگاه‌های باستانی محدوده دریاچه جایدر از دوره فراپارینه سنگی (۱۸۰۰۰-۱۰۰۰۰ ق.م) تا اوایل عصر آهن (۱۵۰۰-۵۰۰ ق.م) به تبعیت از تغییرات سطح آب و ضخامت رسوبات دریاچه بوده و در حدود ۵۰۰۰ سال پیش دریاچه به صورت تدریجی تخلیه شده است.

منابع

-بهاروند، س.، پورکرمانی، م.، آرین، م.، اجل لوئیان، ر. و نوریزدان، ع.ا.، ۱۳۸۸. زمین‌لغزش سیمره و نقش آن در تغییرات زیست محیطی و ژئومورفولوژیکی منطقه پلدختر، فصلنامه علوم زمین، سال چهارم، شماره ۴، ص ۱۳-۲۴.

-بهاروند، س.، ۱۳۸۷. لرزه‌خیزی منطقه پلدختر و ارتباط احتمالی آن با زمین لغزه سیمره، رساله دکتری، تهران، واحد علوم و تحقیقات تهران، استاد راهنما: محسن پورکرمانی.

-بیرانوند، ح.ا.، معیری، م. و شاهرخوندی، س.م.،۱۳۹۲. پالئوژئوگرافی و تحولات ژئومورفولوژیک دریاچه قدیمی سیمره، مجله جغرافیا و آمایش شهری- منطقه ای، شماره ۶، ص ۹۷-۱۱۰.

-شایان، س.، ۱۳۸۳. شواهد ژئومورفولوژیکی در سن سنجی زمین لغزه بزرگ سیمره زاگرس-جنوب‌غربی ایران، فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۸، شماره ۱، ص ۴۵-۷۰.

-شرفی، س.، ۱۳۹۴. زمین باستان‌شناسی حوضه رودخانه سیمره در قلمرو پادگانه‌های دریاچه‌ای هولوسن، رساله دکتری ژئومورفولوژی دانشکده جغرافیا دانشگاه تهران.

-مقصودی، م.، شرفی، س.، یمانی، م.، مقدم، ع. و زمانزاده، س.م.، ۱۳۹۴. تغییرات محیطی بعد از رخداد زمین لغزش کبیرکوه و تاثیر آن در شکل-گیری محوطه‌های باستانی محدوده دریاچه جایدر، فصلنامه کواترنری ایران، شماره اول، ص ۱-۱۴.

-معیری، م.، شاهرخوندی، س.م. و بیرانوند، ح.ا.، ۱۳۹۱. بررسی و برآورد ویژگی‌های مورفومتری دریاچه قدیمی سیمره، فصلنامه جغرافیای طبیعی لار، سال چهارم، شماره ۱۳، ص ۷۱-۸۲.

-مالکی، ا.، ۱۳۷۷. گزارش برآورد خطر زمین‌لرزه و زلزله شناسی مهندسی، مطالعه مرحله دوم طرح سد و نیروگاه سیمره.

-مقصودی، م.، جعفربیگلو، م.، عزیزی، ق. و رحیمی، ا.، ۱۳۹۲. پالئولیمنولوژی دریاچه زریبار براساس ارتباط بین توزیع دانه‌های رسوبی و اجتماع گرده-های گیاهی در هولوسن، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال دوم، شماره ۳، ص ۹۵-۱۰۹.

-یمانی، م.، گورابی، ا. و عظیمی‌راد، ص.،۱۳۹۱. زمین‌لغزش بزرگ سیمره و توالی پادگانه‌های دریاچه‌ای، پژوهش‌های جغرافیا طبیعی، دوره ۴۴، شماره ۳، ص ۴۳ -۶۰.

-Griffiths, I. H., Schwalb, A. and Stevens, R. L., 2001. Environmental change in southwestern Iran: the Holocene ostracoda fauna of Lake Mirabad, a Holocene special issue, v. 11, p. 757-764.
-Haug, G.H., Gunther, D., Peterson, L.C., Sigman, D.M., Hughen, K.A. and Aeschlimann, B., 2003. Climate and the collapse of the Maya civilization, Science, v. 299, p. 1731-1735.
-Harrison, J. V. and Falcon, N. L., 1938. An Ancient Landslip at Saidmarreh in Southwestern Iran, the Journal of Geology, v. 46, p. 296-309.
-Jamie, C., Woodward, M.G., Macklin, M. D. and Martin, A.J. W., 2007. the Nile: Evolution, Quaternary River Environments and Material Fluxes, Large Rivers: Geomorphology and Management, Edited by A. Gupta, John Wiley & Sons, Ltd.
-Kennett, D., Breitenbach, S., Aquino, V., Asmerom, Y., Awe, J., Baldini, J., Bartlein, P., Culleton, B., Ebert, C., Jazwa, C. and Macri, M., 2012. Development and disintegration of Maya political systems in response to climate change, Science, v. 338, p. 788–791.
-Pellegroni, L., Dall aglio, Z.D. and Franceschelli, C., 2013. Relations between ancient settlement and the physical environment: a case study of the area from Dora Baltea river to Scrivia river (Western Po Plain - Italy), 8th international conference (AIG) on Geomorphology, paris.
-Roberts, N.J., 2008. Structural and geologic controls on gigantic (>1 Gm3) landslides in carbonate sequences: case studies from the Zagros Mountains, Iran and Rocky Mountains, Canada, Available at: http://hdl.handle.net/10012/3778.
-Schmidt, E.F., Maurits, N. Van Loon. and Curvers, H.H., (With Contribution by J. A. Brinkman), 1989. The Holmes Expedition to luristan, 2 vols, (Text and plates), university of Chicago publications.
-Shoaei, Z. and Ghayoumian, J., 1998. Seimareh landslide, the largest complex slide in the world In: Moore D and Hungr O (eds) Eighth international congress of the international association for engineering geology and the environment, proceedings, v. 1-5, p. 1337-1342.
-Shoaei, Z., 2014. Mechanism of the giant Seimareh Landslide, Iran, and the longevity of its landslide dams, Environment Earth Science, v. 72, p. 2411-2422.
-Stephen, R. C., 1983. Lake Geometry: Implications for Production and Sediment Accretion Rates, Journal of Theoretical Biology, v. 105, p. 273-286.
-Stevens, R. L., Ito, E., Schwalb, A. and Wright, H., 2006. Timing of atmospheric precipitation in Zagros Mountain inferred from a multi-proxy record from lake Mirabad, Iran, Quaternary research, v. 66, p. 494-500.
-Tiina, N., 2009. Relationships between morphometry, geographic location and water quality parameters of European lakes, European surface waters, Hydrobiologia, v. 633, p. 33–43.
-Vanesa, Y. B., Gerardo, M. E. P. and Piccolo, M. C., 2011. Distribution and morphometry of shallow lakes in a temperate zone (Buenos Aires Province, Argentina), Limnetica, v. 30, p. 89-102.
-Matthews,W., Mohammadifar, Y., Motarjem, A., Ilkhani, H., Shillito, L.M. and Matthews, R. 2013. Issues in the study of palaeoclimate and palaeoenvironment in the early Holocene of the central Zagros, Iran, International Journal of Archaeology, v. 1, p. 26-33.