

بازجهش ایزوستازی پوسته در محدوده دریاچه ارومیه ناشی از خشک شدن آن

زهرا حنیفی*، بهزاد زمانی قره چمنی^۱، ابراهیم اصغری کلجاهی^۱

۱- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۱۱/۲۶ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۰/۵/۹

چکیده

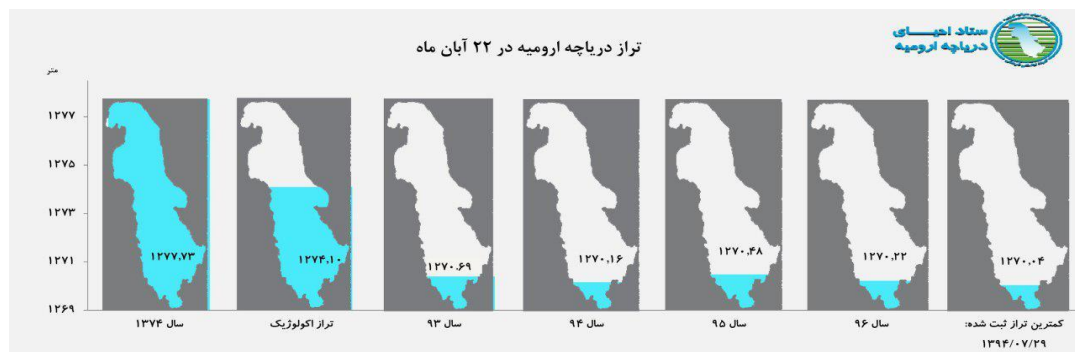
دریاچه ارومیه در شمال غربی ایران بین مختصات جغرافیایی ۳۷ درجه و ۳ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۱۷ دقیقه عرض شمالی و ۴۴ درجه و ۵۹ دقیقه تا ۴۵ درجه و ۵۶ دقیقه طول شرقی قرار دارد. این دریاچه در حوضه پیش کمانی، کمان ماگمایی ارومیه دختر قرار گرفته است. دریاچه ارومیه، بزرگترین و شورترین دریاچه دائمی ایران با مساحتی حدود ۶۰۰۰ کیلومترمربع، طول بین ۱۲۰ تا ۱۵۰ کیلومتر، عرض بین ۲۰ تا ۵۰ کیلومتر، بیشترین ژرفای ۱۳ متر و متوسط ژرفای ۶ متر می باشد. بر این مبنا حجم متوسط آن بین ۱۲ الی ۳۳ میلیارد مترمکعب به ترتیب در زمان های کم آبی و پر آبی برآورد می شود. در سال های گذشته بحران زیست محیطی و خشک شدن حدود ۸۵ درصدی آب دریاچه ارومیه، یکی از بزرگترین مخاطرات زمین شناختی کشور در منطقه آذربایجان محسوب می گردد. خشک شدن دریاچه ارومیه با باربرداری گسترده در سطح پوسته همراه بوده است. در این پژوهش میزان بالآمدگی پوسته زمین (بازجهش ایزوستازی) در نتیجه باربرداری ناشی از خشک شدن دریاچه ارومیه با در نظر گرفتن ایزوستازی به صورت ناحیه ای (ایزوستازی خمشی) برآورد شده است. با باربرداری ایجاد شده از سطح دریاچه ارومیه (در حدود ۲۰ میلیارد تن)، بر اثر بازجهش ایزوستازی جهت تعادل، امکان ۸۵ میلی متر فراخاست وجود دارد. این فراخاست در طی ۲۲ سال برای رسیدن به تعادل ایزوستازی می تواند روی داده باشد. این بازجهش ایزوستازی به طور موثری می تواند موجب تحریک و فعال شدن گسل های لرزه زای منطقه که تاریخچه لرزه زایی گسترده ای دارند، گردد.

واژه های کلیدی: باربرداری، بالآمدگی، بازجهش ایزوستازی، دریاچه ارومیه، زمین لرزه.

مقدمه

دریاچه ارومیه ما بین استان‌های آذربایجان غربی و آذربایجان شرقی قرار گرفته است. این دریاچه براساس تقسیم‌بندی آقنابتی در پهنه مرکزی از پهنه‌های رسوبی‌ساختاری قرار دارد (آقنابتی، ۱۳۸۳). شرایط ثابت دریاچه ارومیه بعد از سال‌های ۱۳۷۵ کمابیش سیر قهقرایی به خود گرفت و از سال ۱۳۸۰ سیر نابودی آن شتاب خیره‌کننده‌ای گرفته و در عرض ۱۰ سال بخش بزرگی از آن به خشکی گرایید. پهنه بزرگی به وسعت تقریبی ۵ هزار کیلومتر مربع با میزان آب نزدیک به ۲۰ میلیارد مترمکعب که دریاچه ارومیه نامیده می‌شد در اثر گسترش روزافزون و غیراصولی کشاورزی، خشکسالی، سدسازی و جاده‌سازی تبدیل به نم‌زار شد (شکل ۱). پدیده ایزوستازی یکی از مفاهیم بنیادی در علوم زمین است. این مفهوم بر پایه قرارگرفتن پوسته کم چگال، بر روی گوشته با چگالی بالاتر بنا نهاده شده که به رفتار قشر بیرونی

زمین در برابر بارگذاری یا برداشته شدن بارهای بزرگ می‌پردازد. ایزوستازی بیان‌کننده یک حالت ایده‌آل است، حالتی که قرارگرفتن گوشته و پوسته در شرایط تعادل، در نبود نیروهای برهم زننده تعادل، را توصیف می‌کند (ابوالقاسم و همکاران، ۱۳۸۸). دست‌یافتن به ترازمندی دوباره پس از برداشته شدن بار پدیده‌ای به نام بازجش ایزوستازی است که توسط گرانشی سست‌کره کنترل می‌شود (حسن‌زاده و همکاران، ۱۳۸۶). خشک شدن دریاچه ارومیه و افزون بر آن برداشت بی‌رویه و کاهش حجم سفره‌های آب زیرزمینی (حدود ۷۵ میلیارد مترمکعب) در اطراف دریاچه ارومیه با باربرداری گسترده در سطح پوسته همراه بوده که می‌تواند سبب به هم‌خوردن تعادل ایزوستاتیکی و تغییر در شرایط کلی تنش در منطقه و بروز زمین‌لرزه شود و این تغییرات تنش ناشی از بارگذاری و باربرداری، در زیر و نواحی پیرامون دریاچه ارومیه ممکن است سبب به جلو انداختن زمین‌لرزه‌های طبیعی یا تشدید آنها شود.



شکل ۱: تغییرات سطح دریاچه ارومیه بین سال‌های ۱۳۷۴ تا ۱۳۹۶ (ستاد احیا دریاچه ارومیه ۱۳۹۵)، سایت اینترنتی (www.urmielake.ir).

مواد و روش‌ها

در این پژوهش میزان بالآمدگی پوسته (بازجش ایزوستازی) در نتیجه باربرداری ناشی از کاهش سطح آب دریاچه ارومیه با فرض باربرداری و

برداشته شدن حجم آب دریاچه ارومیه به‌طور کامل در طی ۲۲ سال (از سال ۱۳۷۵ تا ۱۳۹۶)، چگالی آب شیرین (به دلیل ته‌نشست مواد محلول و نا-محلول آب در کف دریاچه)، با در نظر گرفتن

ایزوستازی به صورت ناحیه‌ای (ایزوستازی خمشی) برآورد شده است و مخاطرات ناشی از این بازجهش ایزوستازی مورد بررسی قرار گرفته است.

بحث و نتایج

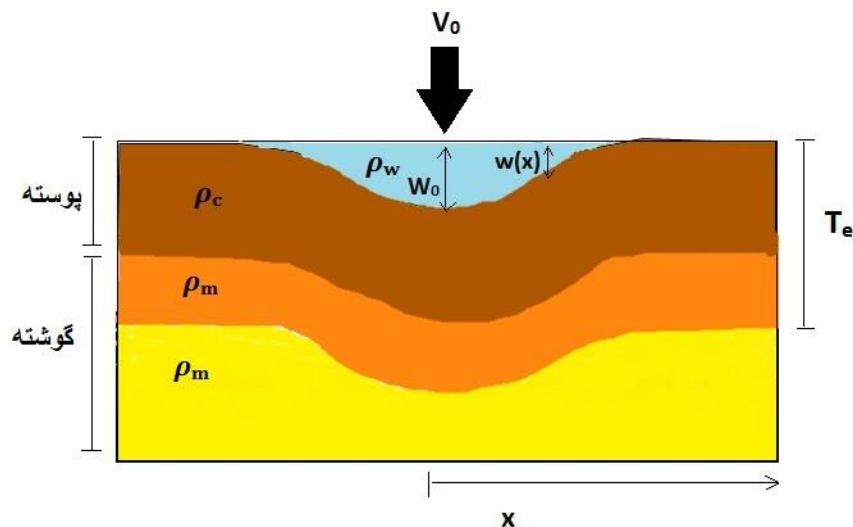
در این پژوهش ابتدا به برآورد مقدار بیشینه خمیدگی یا فروافتادگی بر اثر بارگذاری اولیه آب و پارامترهای مورد نیاز آن و سپس مقدار بازجهش ایزوستازی ایجاد شده (بالآمدگی) بعد از باربرداری از سطح دریاچه ارومیه در نتیجه کاهش سطح آب و پارامترهای مربوطه آن پرداخته شده است و مخاطرات ناشی از این بازجهش ایزوستازی مورد بررسی قرار گرفته است که در ادامه بیان شده است. ایزوستازی خمشی مدل‌های واقعی‌تر از ایزوستازی، جبران ناحیه‌ای را

در برمی‌گیرند و بر این فرض استوارند که پوسته همانند یک محیط الاستیک، عمل نموده و در پاسخ به نیروهای بار سطحی به بالا یا پایین خم می‌شود (Vanicek Christou, 1993). در این حالت، خمیدگی سنگ‌کره را خمش و فرآیند توزیع بار را ایزوستازی خمشی می‌نامند. رابطه‌ای که تا رده اول (خمش نیز مانند چین‌خوردگی می‌تواند رده‌های گوناگون داشته باشد) خمش مزبور را بیان می‌کند به شرح رابطه ۱ است (قاسمی، ۱۳۸۷):

رابطه ۱)

$$w = w_0 [\cos(x/\alpha) + \sin(x/\alpha)] \exp(-x/\alpha)$$

که در رابطه بالا x فاصله نقطه موردنظر تا مرکز بار، w خمیدگی قائم در نقطه مورد نظر (x) ، w_0 بیشینه خمیدگی در مرکز بار $(x=0)$ و α پارامتر خمشی است (شکل ۲).



شکل ۲: بارگذاری و خمش لیتوسفر

در رابطه بالا D سختی خمش‌پذیری، α پارامتر خمشی، v_0 بارگذاری خطی است. با قراردادن مقادیر جدول ۱ در رابطه ۲ مقدار بیشینه خمیدگی برای دریاچه ارومیه ۱۵/۲۱ متر به دست می‌آید.

بیشینه خمیدگی در مرکز بار $(x=0)$ با نماد w_0 نشان داده می‌شود و از رابطه ۲ به دست می‌آید (Turcotte and Schubert, 1982):

رابطه ۲)

$$w_0 = v_0 \alpha^3 / 8D$$

جدول ۱: کمیت‌های بیشینه خمیدگی یا فروافتادگی

واحد	مقدار	نماد	کمیت
نیوتن متر	$3/4 \times 10^{26}$	D	سختی خمش‌پذیری
متر	$5/1 \times 10^5$	α	پارامتر خمشی
نیوتن بر متر	3×10^{11}	V_0	بارگذاری خطی

می‌شوند (قاسمی، ۱۳۸۷). این رابطه به صورت رابطه ۳ بیان می‌شود (Turcotte and Schubert, 1982):

رابطه ۳)

$$D = ET_e^3 / 12(1 - \theta^2)$$

که D سختی خمش‌پذیری، E مدول یانگ و ν نسبت پواسون و T_e ضخامت الاستیک مؤثر است. با جای‌گذاری مقادیر جدول ۲ در رابطه ۳ مقدار سختی خمش‌پذیری D برای سنگ‌کره $8/3 \times 10^{13}$ نیوتن متر به دست می‌آید.

پارامتر D را سختی خمش‌پذیری می‌خوانند که معیار مقاومت صفحه سنگ‌کره در برابر خمیدگی است که دامنه و طول موج خمیدگی را تعیین می‌کند. این پارامتر در واقع گشتاور خمیدگی صفحه بخش بر خمیدگی آن است. صفحه‌ای که سختی خمش‌پذیری آن زیاد باشد، دچار خمش بسیار ملایم می‌شود. سختی خمش‌پذیری وابستگی زیادی به ضخامت صفحه‌ای که خم می‌شود دارد. در مورد زمین ضخامت مزبور در واقع همان ضخامت الاستیک مؤثر سنگ‌کره (T_e) می‌باشد و تابع مکعب ضخامت است. به عبارت دیگر صفحه‌های نازک‌تر بیشتر از صفحه‌های ضخیم‌تر خمیده

جدول ۲: ضرایب الاستیک پوسته و ضخامت الاستیک مؤثر سنگ‌کره

واحد	مقدار	نماد	کمیت
پاسکال	$8/3 \times 10^{13}$	E	مدول یانگ
-	۰/۲۵	ν	نسبت پواسون
متر	۳۵۹۰۰	T_e	ضخامت الاستیک مؤثر سنگ‌کره

در رابطه بالا D سختی خمش‌پذیری، ρ_m چگالی گوشته، ρ_w چگالی آب، g شتاب گرانش زمین است. با جای‌گذاری مقادیر جدول ۳ در رابطه ۴ مقدار پارامتر خمشی سنگ‌کره در منطقه مورد مطالعه $5/1 \times 10^5$ متر به دست می‌آید.

پارامتر خمش‌پذیری با نماد α نشان داده می‌شود و از رابطه ۴ به دست می‌آید (Turcotte and Schubert, 1982):

رابطه ۴)

$$\alpha = [4D / (\rho_m - \rho_w)g]^{1/4}$$

جدول ۳: کمیت‌های پارامتر خمشی سنگ‌کره

مقدار	واحد	نماد	کمیت
$3/4 \times 10^{26}$	نیوتن متر	D	سختی خمش‌پذیری
۳۲۰۰	کیلوگرم بر مترمکعب	ρ_m	چگالی گوشته
۱۰۰۰	کیلوگرم بر مترمکعب	ρ_w	چگالی آب
۹/۸۱	متر بر مجذور ثانیه	g	شتاب گرانش زمین

برآورد بازجهش ایزوستازی

دست یافتن به ترازمندی دوباره پس از برداشته شدن بار، پدیده‌ای به نام بازجهش ایزوستازی است (شکل ۳). مقدار بازجهش ایزوستازی که به عنوان تابعی از زمان رخ داده است، از رابطه ۵ به دست می‌آید:

رابطه ۵)

$$w = w_m e^{-(t/T_r)}$$

که در آن w مقدار حال حاضر فروافتادگی است، w_m مقدار اولیه فروافتادگی، e عدد نپر، t مقدار زمان سپری شده از زمان آغاز بازجهش و T_r زمان استراحت گوشته است (Turcotte and Schubert,)

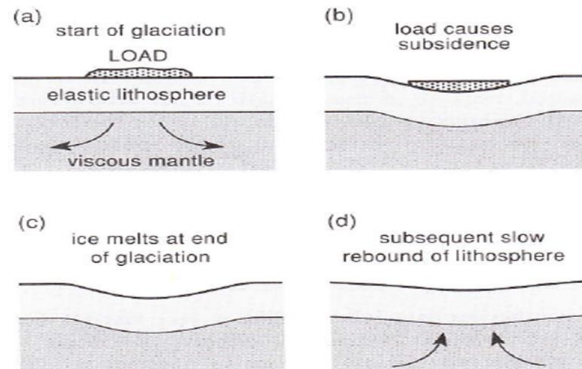
(1982). با قراردادن مقادیر جدول ۴ در رابطه ۵ مقدار حال حاضر فروافتادگی $15/225$ متر به دست می‌آید.

زمان استراحت گوشته (T_r) از رابطه ۶ به دست می‌آید (Turcotte and Schubert, 1982):

رابطه ۶)

$$T_r = 4\pi v / \rho g \lambda$$

که در آن π عدد پی، v گرانیوی گوشته، ρ چگالی گوشته، g شتاب گرانش زمین و λ طول موج بار است. با قرار دادن مقادیر جدول ۵ در رابطه ۶ مقدار زمان استراحت گوشته $1/2 \times 10^{11}$ ثانیه به دست می‌آید.



شکل ۳: (a) آغاز بارگذاری، (b) خمش بر اثر بارگذاری، (c) باربرداری و (d) بازجهش ایزوستازی پس از برداشته شدن بار را نشان می‌دهند.

جدول ۴: کمیت‌های حال حاضر فروافتادگی

واحد	مقدار	نماد	کمیت
-	۲/۷۸۲۸	e	عدد نپر
سال	۲۲	t	زمان سپری شده از زمان آغاز بازجهش
ثانیه	$1/2 \times 10^{11}$	T_r	زمان استراحت گوشته
متر	۱۵/۳۱	W_m	مقدار اولیه فروافتادگی

جدول ۵: کمیت‌های زمان استراحت گوشته (T_r)

واحد	مقدار	نماد	کمیت
-	۳/۱۴	π	عدد پی
پاسگال ثانیه	10^{21}	v	گرانیوی سست‌کره
کیلوگرم بر مترمکعب	۳۱۰۰	ρ_m	چگالی گوشته
متر	$3/2 \times 10^6$	λ	طول موج بار

تغییرات ارتفاعی پوسته زمین در محدوده دریاچه ارومیه، مشکلات زیادی به سبب کمبود داده‌های ژئودینامیکی در منطقه وجود داشت مانند کم بودن ایستگاه‌های رفتارسنجی ژئودینامیکی و همچنین این ایستگاه‌ها دوره آماری بسیار کوتاهی داشتند. یکی دیگر از این مشکلات هزینه‌بر بودن تهیه داده‌های راداری و محدودیت زمانی بود. در قدم دوم تصمیم به بررسی اطلاعات و داده‌های گرانی‌سنجی موجود گرفته شد ولی با توجه به دقت کم داده‌ها در حد متر و وجود خطاهای سیستماتیک زیاد این امکان فراهم نشد که در زیر به‌طور گسترده بیان شده است. BGI مؤسسه جهانی نگهداری و ارائه اطلاعات گرانی‌سنجی سراسر جهان است. موقعیت مسطحاتی ایستگاه‌های موجود در مؤسسه‌ی گرانی-سنجی جهانی (BGI) به‌طور عمده از نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ و ۱/۵۰۰۰۰ با دقت ۲۵ تا ۱۲۵ متر استخراج شده‌اند (Weber and Zomorrodian, 1988). ارتفاع این ایستگاه‌ها نیز به‌طور عمده به روش فشارسنجی اندازه‌گیری و دارای دقت بین ۵ تا ۱۰ متر می‌باشد (Ballato et al, 2008; Dewy et al, 1986). پایگاه اطلاعات سازمان نقشه‌برداری کشور شامل ۸۹۴۸ مشاهده گرانی‌سنجی است و از آنجایی که انجام گرانی-سنجی در این سازمان برای اعمال تصحیحات به سیستم ارتفاعی کشور بوده است، دقت ارتفاعی مطلق آن از سطح ژئوئید به یک متر می‌رسد (Weber and Zomorrodian, 1988). دقت موقعیت مسطحاتی مشاهدات سازمان نقشه‌برداری کشور در حدود یک متر است که در مقایسه با داده‌های موجود در BGI دارای دقت بهتری است. باید در نظر داشت که اطلاعات گرانی موجود در طول سالیان دراز با دستگاه‌های مختلف گرانی‌سنجی و روش‌های گوناگون اندازه‌گیری حاصل شده‌اند. مشاهدات مذکور در معرض خطای سیستماتیک

براساس برآوردهای بالا و با استفاده از روش ایزوستازی خمشی، مقدار بیشینه خمیدگی یا فروافتادگی که در اثر بارگذاری (آبگیری) در دریاچه ارومیه در طول زمان زمین‌شناسی روی داده است برابر ۱۵/۳۱ متر است که با رابطه ۲ برای دریاچه ارومیه به دست آمده است. اما با توجه به رابطه ۵ مقدار حال حاضر فروافتادگی ۱۵/۲۲۵ متر به دست می‌آید، به این معنی که پس از باربرداری از سطح دریاچه ارومیه در اثر کاهش سطح آب، هنوز این مقدار بازجهش ایزوستازی باید روی دهد تا به تعادل قبل از آبگیری اولیه برسد. به این ترتیب مقدار تفاضل به دست آمده از مقدار بیشینه خمیدگی با مقدار حال حاضر فروافتادگی برابر با ۰/۰۸۵ متر است که مقدار بازجهش ممکن روی داده در ۲۲ سال گذشته (از سال ۱۳۷۵ که آب دریاچه آغاز به کاهش کرده است) را به دست می‌دهد و با فرض رخداد بازجهش برآورد شده در این مطالعه، هنوز بازجهش ایزوستازی برای رسیدن به تعادل ایزوستازی ادامه دارد و فقط ۸۵ میلی‌متر از آن رخ داده است. به این مفهوم که با باربرداری ایجاد شده از سطح دریاچه ارومیه به دلیل کاهش سطح آب و بر اثر بازجهش ایزوستازی، امکان ۸۵ میلی‌متر فراخاست (براساس برآوردهای این پژوهش) در طی ۲۲ سال (۰/۳۹ سانتی‌متر بر سال) برای رسیدن به تعادل ایزوستازی وجود دارد که برای تأیید نیازمند مطالعات جامع‌تر با داده‌های کافی می‌باشد.

به همین منظور در این مطالعه برای تأیید این میزان از بالآمدگی (بازجهش ایزوستازی):

در قدم اول با توجه به اینکه یکی از بهترین داده‌ها برای بررسی تغییرات ارتفاعی پوسته زمین داده‌های ژئودینامیکی است. تصمیم به بررسی این موضوع با استفاده از مطالعات قبلی و داده ژئودینامیکی گرفته شد که مقذور نشد، چون در رابطه با بررسی

سال ۲۰۱۰ در منطقه شمال شرق آمریکا (در ناحیه نیومادرید) نشان می‌دهد ذوب شدن یخچال‌ها در آخرین مرحله از عصر یخ بین ۱۶ هزار تا ۱۰ هزار سال پیش، افزون بر عقب نشینی وسیع حوزه یخبندان در آمریکای شمالی به شسته شدن و جا-به‌جایی رسوباتی به ضخامت حدود ۱۲ متر در همین منطقه شمال آمریکا منجر شده است. به این ترتیب تحریک برای رخداد زمین‌لرزه ۱۸۱۱ (با بزرگای $7/3$) و دو زمین‌لرزه در سال ۱۸۱۲ (با بزرگای $7/3$ و $7/5$) و همچنین زمین‌لرزه ۳۱ آگوست ۱۸۸۶ (با بزرگای $7/3$) در چارلستون در پهنه گسل نیومادرید در شرق آمریکا به ذوب شدن یخ‌ها و عقب‌نشینی این جبهه یخچالی (تحریک گسل‌ها به دلیل باربرداری از روی گسل نیومادرید به دلیل ذوب یخ‌ها) در آمریکای شمالی مربوط بوده‌اند. در حالی که زمین‌لرزه‌های با بزرگای ۷ یا بیشتر به‌طور معمول در ایالت کالیفرنیا و در غرب آمریکا رخ می‌دهند، ولی این زمین‌لرزه‌های چارلستون به منطقه شرق آمریکا (که احتمال رخداد زمین‌لرزه‌های شدید در آن کمتر است) مربوط هستند. در مناطق معمولاً لرزه‌خیز مانند منطقه آلاسکا در شمال غرب آمریکا و در نزدیک‌ترین فاصله به ناحیه قطب شمال نیز که در آن زمین‌لرزه بزرگ ۲۷ مارس ۱۹۶۴ آنکورچ با بزرگای ۹ موجب کشته شدن ۱۳۹ نفر شد، رابطه بین تحریک گسل‌ها به دلیل باربرداری بر اثر ذوب شدن یخ‌ها نیز مطرح شده است (McGuire, 2013). زمین‌لرزه ۲۸ فوریه ۱۹۷۹ سنت الیاس با بزرگای $7/2$ بر پایه پژوهش‌های دانشمندان در سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده و سازمان ملی هوافضای آمریکا (ناسا) به ذوب شدن یخ‌ها در آلاسکا مربوط است (McGuire, 2013). در خصوص زمین‌لرزه ۲۵ آوریل ۲۰۱۵ نپال نیز یکی از موضوعاتی که مطرح شد تاثیر ذوب شدن یخ‌ها در هیمالیا و باربرداری

مختلفی اعم از بایاس‌های موجود در دستگاه، ناهمگونی سطوح مرجع مختلف، عدم اعمال تصیحات و... قرار خواهند داشت (Kiamehr and Sjöberg, 2005; Ballato et al, 2008; Dewy et al, 1986).

مروری بر مخاطرات ناشی از بازجهش ایزوستازی پوسته در جهان

تغییر شرایط دینامیک زمین و ایزوستازی (عکس‌العمل زمین در برابر بارگذاری و باربرداری) در بسیاری از موارد، سبب بروز زمین‌لرزه می‌شود. پژوهش‌های بسیاری در مورد ارتباط بازجهش ایزوستازی با زمین‌لرزه‌ها صورت گرفته است. نیلز اکسل مورنر از دانشگاه استکهلم در سوئد اولین فردی بود که ارتباط میان بازجهش ایزوستازی صفحات پوسته زمین را با رخداد زمین‌لرزه‌های گسترده پس از عصر یخبندان در منطقه اسکاندیناوی به دلیل باربرداری حاصل از لایه‌های یخی را تشریح کرد (McGuire, 2013). پاتریک وو از دانشگاه کالگری در آلبرتا کانادا و پائول جانستون از دانشگاه استرالیای غربی معتقدند که نقش بازجهش ایزوستازی پوسته زمین که با اتمام عصر یخبندان و به دلیل کاهش بار حاصل از لایه‌های یخی آغاز شد را هنوز هم در مورد زمین‌لرزه‌هایی که امروزه روی می‌دهد، می‌توان مشاهده کرد. این دو دانشمند بازجهش ایزوستازی صفحه قاره آمریکای شمالی را عامل اصلی رخداد زمین‌لرزه‌های شدید نیومادرید می‌دانند که در سال‌های ۱۸۱۱ و ۱۸۱۲ دره می‌سی‌سی‌پی مرکزی را لرزاند (McGuire, 2013). در سال ۲۰۰۴ یکی از ژئوفیزیکدان‌های ناسا به نام جین سابر و زمین‌شناسی به نام بروس مولینا از مرکز مطالعات زمین‌شناسی آمریکا رخداد زمین‌لرزه‌های $7/2$ ریشتری سال ۱۹۷۹ آلاسکا را با مسئله ذوب شدن سریع یخچال‌های جنوب‌غربی این منطقه مرتبط دانسته‌اند. پژوهش دیگری در دانشگاه پرودو آمریکا در

یخ در تحریک گسل و زمین‌لرزه بود و این موضوع در برخی مقالات نیز مورد توجه قرار گرفت اما یکی از چالش‌های مهم در زمین‌لرزه نیپال، کمبود داده‌ها بود (زارع، ۱۳۹۳). تمام این مطالعات بیانگر ارتباط میان تحریک گسل‌ها به دلیل باربرداری و بازجهش ایزوستازی ناشی از آن در صفحات پوسته زمین با رخداد زمین‌لرزه‌ها است. بررسی‌های وایدن و همکاران (Whidden et al, 2014) نیز نمونه‌ای دیگر است که ارتباط بین افزایش لرزه‌خیزی در منطقه دریاچه بزرگ نمک آمریکا (GSL)، پس از بالا آمدن سطح آب دریاچه را نشان می‌دهد.

بررسی مخاطرات ناشی از بازجهش ایزوستازی پوسته در محدوده دریاچه ارومیه

شرایط ثابت دریاچه ارومیه بعد از سال‌های ۱۳۷۵ کمابیش سیر قهقرایی به خود گرفت و از سال ۱۳۸۰ سیر نابودی آن شتاب خیره‌کننده‌ای گرفته و در عرض ۱۰ سال قسمت بیشتر آن به خشکی گرایید. پهنه بزرگی به وسعت تقریبی ۵ هزار کیلومترمربع با میزان آب نزدیک به ۲۰ میلیارد مترمکعب که دریاچه ارومیه نامیده می‌شد در اثر گسترش روزافزون و غیراصولی کشاورزی، خشکسالی، سدسازی و جاده‌سازی تبدیل به نمکزار شد (شکل ۱). پژوهش‌های گوناگونی در مورد تاثیر کاهش آب دریاچه ارومیه و باربرداری ناشی از آن بر تغییر رفتار لرزه‌ای منطقه صورت گرفته است. از جمله بررسی تغییرات ضریب لرزه‌خیزی b در اثر کاهش آب دریاچه ارومیه توسط حنیفی و همکاران (۱۳۹۷)، کاهش مقدار پارامتر b هم‌زمان با پایین آمدن سطح آب دریاچه (باربرداری حاصل از آن در حدود ۲۰ میلیارد تن) و تغییرات تنش در منطقه را بیان می‌کند. همچنین مقایسه تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه و لرزه‌خیزی منطقه از سال ۱۳۷۰ تا ۱۳۹۶ نیز به روشنی میزان افزایش لرزه‌خیزی هم‌زمان با کاهش حجم آب دریاچه ارومیه را در منطقه

نمایش می‌دهد (حنیفی و همکاران، ۱۳۹۷). این موضوع می‌تواند دلایل مختلفی داشته باشد که یکی از دلایل احتمالی افزایش در فراوانی زمین‌لرزه‌ها، که از سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ هم‌زمان با کاهش سطح آب دریاچه ارومیه در منطقه روی داده است، می‌تواند باربرداری (۲۰ میلیارد تن آب) ناشی از کاهش آب دریاچه باشد، که سبب به هم خوردن تعادل ایزوستاتیکی منطقه شده و عکس‌العمل زمین در جهت رسیدن به تعادل مجدد، باعث آزاد شدن تنش و بروز زمین‌لرزه می‌شود. محمد آریامنش (۱۳۹۱) به ارتباط کاهش آب دریاچه ارومیه در سال‌های گذشته با تعداد و بزرگی زمین‌لرزه‌های رویداده در منطقه آذربایجان پرداخته است. نتایج به دست آمده در این پژوهش نشان دهنده افزایش نسبی تعداد زمین‌لرزه‌ها در سال‌های گذشته در این منطقه می‌باشد. همچنین بررسی تاثیر آبرگیری ناگهانی دریاچه ارومیه در طی اسفند ۱۳۹۴ و فروردین ۱۳۹۵ نشانگر رخداد زمین‌لرزه در منطقه لرزه‌خیز خوی (۲۰ تیر ۱۳۹۵) است (بلالی‌اسکویی، ۱۳۹۵). همگی پژوهش‌های بالا بیانگر افزایش لرزه‌خیزی هم‌زمان با کاهش آب دریاچه ارومیه و باربرداری ناشی از آن در منطقه هستند. همچنین با باربرداری ایجاد شده از سطح دریاچه ارومیه به دلیل کاهش سطح آب و بر اثر بازجهش ایزوستازی برآورد شده در این مطالعه، امکان ۸۵ میلی‌متر فراخاست در طی ۲۲ سال برای رسیدن به تعادل ایزوستازی وجود دارد.

این میزان بازجهش ایزوستازی بخشی از فراخاستی است که در آذربایجان با نتایج اندازه‌گیری‌های ژئودتیک و راداری در بخش‌های مختلف آن به دست آمده است و بیشینه بالاآمدگی در ایستگاه تسوج براساس اندازه‌گیری‌های GPS، معادل ۷ میلی‌متر بر سال (صالحی‌پور، ۱۳۹۴) و بیشینه بالا-آمدگی در ایستگاه شبستر براساس اندازه‌گیری‌های

غیره می‌باشد.

نتیجه‌گیری

براساس برآوردهای این پژوهش با باربرداری ایجاد شده از سطح دریاچه ارومیه به دلیل خشک شدن دریاچه ارومیه و بر اثر بازجهش ایزوستازی جهت تعادل، امکان ۸۵ میلی‌متر فراخاست وجود دارد. این فراخاست در طی ۲۲ سال (۰/۳۹ سانتی‌متر بر سال) برای رسیدن به تعادل ایزوستازی می‌تواند روی داده باشد که برای تایید نیازمند مطالعات جامع‌تر با داده‌های کافی می‌باشد که در این پژوهش به دلیل کمبود یا نبود داده‌های کافی و هزینه‌بر بودن تهیه داده‌ها و کمبود زمان میسر نشد.

سپاسگزاری

این پژوهش با حمایت وزارت علوم، تحقیقات و فناوری و همچنین دانشگاه تبریز انجام گرفته است که به این وسیله سپاس‌گزاری می‌گردد.

تیر ۱۳۹۵، اولین کنفرانس بین‌المللی آب، محیط-زیست و توسعه پایدار گروه مهندسی عمران، دانشکده فنی، دانشگاه محقق اردبیلی، ۶ تا ۸ مهر. -حنیفی، ز.، ۱۳۹۷. مطالعه ساز و کار زمین‌ساختی تشکیل دریاچه ارومیه و بررسی زلزله‌های القایی احتمالی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز.

-حنیفی، ز.، زمانی قره‌چمنی، ب. و اصغری کلجاهی، ا.، ۱۳۹۷. بررسی تغییرات ضریب لرزه‌خیزی b در اثر کاهش آب دریاچه ارومیه، بیست و یکمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و یازدهمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور قم.

-زارع، م.، ۱۳۹۳. مجموعه مذاکرات سمینار، گذشته، حال، آینده دریاچه ارومیه، انتشارات فرهنگستان علوم.

راداری، معادل ۹/۰۶ میلی‌متر بر سال (Su et al, 2016) به دست آمده است. به این ترتیب مجموع این مقادیر فراخاست و بازجهش ایزوستازی (۱۹/۹۶=۳+۷/۹+۹/۰۶ میلی‌متر بر سال) می‌تواند به‌طور موثری موجب فعال شدن گسل‌های منطقه که بسیار مستعد زمین‌لرزه نیز هستند و تاریخچه لرزه‌زایی گسترده‌ای دارند گردد و مخاطرات گسترده‌ای را می‌توانند موجب گردند. زمین‌لرزه اهر-ورزقان که در مرداد ماه سال ۱۳۹۱ پس از گذشت ۱۶ سال از آغاز کاهش سطح آب دریاچه ارومیه روی داد را می‌توان از جمله اینها دانست. شاید رویداد زمین‌لرزه اهر-ورزقان متأثر از کاهش سطح آب دریاچه ارومیه و به هم خوردن تعادل پوسته در یک سو و ارتباط خطواره‌های تکتونیکی از دریاچه ارومیه تا رومرکز این زمین‌لرزه و حرکات متصل آنها در اثر باربرداری (در حدود ۲۰ میلیارد تن) باشد، که برای بیان دقیق‌تر نیازمند مطالعه‌ای جامع با داده‌هایی کافی از نظر ژئودزی و راداری و

منابع

- ابوالقاسم، م.، حاتم چوری، ی. و جموری، ی.، ۱۳۸۸. تعیین وضعیت ایزوستازی در ایران، مجله نقشه-برداری، سال ۲۰، شماره ۱۰۲.
- آریامنش، م.، ۱۳۹۱. بررسی نقش کاهش آب دریاچه ارومیه در زلزله‌های منطقه آذربایجان، همایش ملی آسیب‌شناسی و برنامه‌ریزی اثرات زلزله، دانشگاه پیام‌نور استان آذربایجان شرقی، هریس.
- آقاناتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، چاپ سوم، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۷۵ ص.
- بالالی اسکویی، ف.، ۱۳۹۵. بررسی تاثیر آبگیری ناگهانی دریاچه ارومیه در وقوع زمین‌لرزه‌های پی در پی شهرستان خوی (زمان وقوع زمین‌لرزه‌ها ۲۰

- اكتشافات معدنی کشور.
- کری، ف. و واین، ف.، ۱۳۸۶. زمین ساخت جهانی، ترجمه حسن زاده، ج.، مدبری، س.، انتشارات دانشگاه تهران، ۴۲۵ ص.
- Ballato, P., Nwaczyk, N., Landgraf, A., Strecker, M., Friedrich, A. and Tabatabaei, S., 2008. Tectonic control on sedimentary facies pattern and sediment accumulation rates in the Miocene foreland basin of the southern Alborz mountains, Northern Iran, *Tectonics*, doi.org/10.1029/2008TC002278.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F. and Sengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia a young collision zone, in *Collision Tectonics* (edited by M.P. Coward and A.C. Ries), Geological Society Special Publication, v. 19, p. 3-36.
- Kelts, K. and Shahrabi, M., 1986. Holocene sedimentology of hypersaline Lake Urmia, Northwestern Iran, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 54 p.
- Kiamehr, R. and Sjöberg, L.E., 2005. Effect of the SRTM global DEM on the determination of a high-resolution geoid model: a case study in Iran, *Journal of Geodesy*, v. 79, p. 540-551.
- McGuire, B., 2013. Waking the Giant: How a Changing Climate Triggers Earthquakes, Tsunamis, and Volcanoes, Oxford University Press, 320 p.
- Su, Z., Wang, Er-C., Hu, Jyr-C., Talebian, M. and Karimzadeh, S., 2016. Quantifying the Termination Mechanism Along the North Tabriz-North Mishu Fault Zone of Northwestern Iran via Small Baseline PS-InSAR and GPS Decomposition, *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, v. 10, p. 130-144.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G., 1982. *Geodynamics-Applications of Continuum Physics to Geological Problems*, 450 p.
- Vanicek, P. and Christou, N.T., 1993. *Geoid and its Geophysical Interpretations*.
- Whidden, K.M., Hansen, K., Timothy, M., Boltz, M.S., Pankow, K.L. and Koper, K.D., 2014. Natural reservoirs and triggered seismicity: a study of two northern Utah Lakes. American Geophysical Union, Fall Meeting 2014.
- Weber, G. and Zomorrodian, H., 1988. Regional geopotential model improvement for the regional Iranian geoid determination, *Bulletin Gèodésique*, v. 62, p. 125-141.