

# بررسی تغییرات اقلیم گذشته بر اساس کانی‌شناسی رس‌ها در بخش جنوبی دریاچه ارومیه

شهره عرفان<sup>۱</sup>، خلیل رضایی<sup>۲</sup>، راضیه لک<sup>۳</sup> و سید محسن آل علی<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup>دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات، تهران، ایران  
<sup>۲</sup>استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران، تهران، ایران  
<sup>۳</sup>استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران  
<sup>۴</sup>استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات تهران، تهران، ایران  
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۶/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۷/۰۷

## چکیده

بررسی‌های کانی‌شناسی رسی از جمله روش‌های مفید در شناسایی و تفسیر شرایط اقلیمی گذشته است. دریاچه ارومیه بزرگ‌ترین دریاچه فوق‌شور در جهان با یک حوضه بسته درون‌قاره‌ای مستقل و دارای وسعتی حدود ۶۰۰۰ کیلومتر مربع و متوسط عمق ۶ متر است. بررسی تغییرات اقلیم گذشته در دریاچه ارومیه بر اساس کانی‌شناسی رس‌ها موضوع پژوهش حاضر است. برای بررسی رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی رسوبات از شرق و غرب نیمه جنوبی دریاچه ارومیه، ۱۸ مغزه رسوبی برداشته شد. ۹۶ نمونه از ۱۸ مغزه رسوبی در مسیرهایی از مرکز به سمت حاشیه در اطراف دریاچه اخذ شد و مورد مطالعات رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی به وسیله پراش اشعه ایکس (XRD) قرار گرفت. کانی‌های رسی موجود در دشت‌های ساحلی دریاچه ارومیه شامل کائولینیت، ایلیت و مونت‌موریلونیت است که از این میان کانی‌های کائولینیت و ایلیت دارای بیشترین فراوانی هستند. این کانی‌ها عموماً دارای منشأ آواری بوده و از طریق فرایند فرسایش مکانیکی ایجاد شده‌اند، بنابراین وجود آنها مبین ترکیب سنگ مادر است. بررسی توزیع نمونه‌های سطحی، بیانگر کاهش میزان کانی‌های رسی در مجموع و کاهش میزان کائولینیت و افزایش ایلیت و کلریت از حاشیه به سمت مرکز است. این امر با تغییرات دیگر کانی‌های آواری (کوارتز) موجود در دریاچه هماهنگ است. همچنین درصد کانی‌های رسی همانند دیگر کانی‌های آواری در طول گمانه‌ها افزایش می‌یابد، به طوری که بالا بودن سطح آب دریاچه و اقلیم سرد و مرطوب تر گذشته (پلیستوسن انتهایی) را نشان می‌دهد. تعداد و طول دوره‌های خشک با توجه به موقعیت مغزه‌ها متفاوت است به گونه‌ای که تعداد دوره‌های خشک در گمان‌های حاشیه‌ای بیشتر (۳-۵ دوره) و در گمانه‌های مرکزی یا به سمت مرکز کمتر (۳-۱ دوره) است.

**کلیدواژه‌ها:** کانی‌های رسی، کائولینیت، ایلیت، پالئوکلیماتولوژی، دریاچه ارومیه.

\*نویسنده مسئول: خلیل رضایی

E-mail: khalil.rezaei@khu.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

شواهدی از تغییرات هوازدگی و فرسایش منابع رسوب و تغییرات اقلیمی یا سطح اساس آب دریاچه ارائه می‌دهند.

دریاچه ارومیه به عنوان بزرگ‌ترین و شورترین دریاچه دائمی ایران و یکی از بزرگ‌ترین دریاچه‌های فوق‌اشباع از نمک دنیا است (درویشی خاتونی، ۱۳۹۰؛ محمدی و همکاران، ۱۳۸۹) و قابل مقایسه با دریاچه بزرگ نمک آمریکا است (Kelts and Shahrabi, 1986). دریاچه ارومیه در سرزمین آذربایجان، بین مختصات جغرافیایی ۴۴ درجه و ۱۴ دقیقه تا ۴۷ درجه و ۵۳ دقیقه طول شرقی و ۳۵ درجه و ۴۰ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۳۰ دقیقه عرض شمالی واقع شده است (محمدی و همکاران، ۱۳۸۹؛ درویشی خاتونی و همکاران، ۱۳۸۹). طول دریاچه بین ۱۲۰ تا ۱۵۰ کیلومتر، عرض آن بین ۲۰ تا ۵۰ کیلومتر (Esmaeili Dahesht et al., 2010) و عمق آن بین ۶ تا ۱۶ متر و میانگین ژرفای آن ۶ متر است. دریاچه ارومیه در گستره‌ای با تکنونیک فعال قرار داشته و در گزارش‌های قدیمی Günther (1899) باقیمانده دریای مدیترانه دانسته شده است. دریاچه ارومیه در محل برخورد میکرو پلیت‌های ایران و ترکیه ایجاد شده است (شهرابی، ۱۳۷۳) و در یک زون تکنونیک برخوردی بین دو پلیت اورازیا و عربی واقع شده است (MacKenzie, 1981) این دریاچه در پست‌ترین فرونشست آذربایجان قرار دارد که اطراف آن را کوه‌های مرتفع با ارتفاع بیش از ۲۰۰۰ متر فراگرفته است (شهرابی، ۱۳۷۳). فعالیت گسل تبریز در این منطقه سبب بالاآمدگی قطعه شمالی این گسل شده و قطعه فوق‌الذکر با ایجاد مانعی در مقابل جریان آب، موجبات تشکیل دریاچه ارومیه را فراهم آورده است (پورکرمانی و صدیق، ۱۳۸۲). به لحاظ پیدایش، دریاچه ارومیه جوان است و پس از دوره پلیوسن شکل یافته است (Kelts and Shahrabi, 1986).

تاکنون مطالعات گسترده‌ای بر روی رسوبات و سنگ‌های رسوبی به ویژه در پلایاها و دریاچه‌های شور به منظور شناسایی کانی‌های رسی، تعیین منشأ آنها،

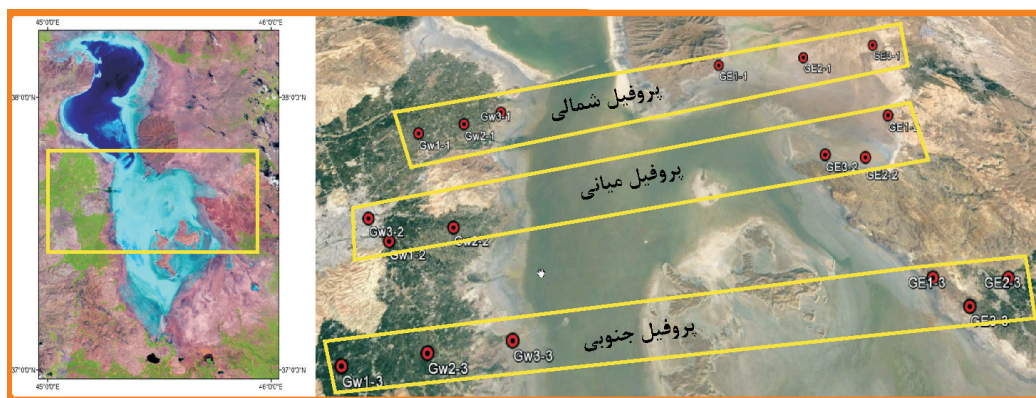
کانی‌های رسی اطلاعات با ارزشی از جمله منشأ رسوبات، مراحل حمل و ته‌نشست رسوبات، همچنین اطلاعات رژیم‌های هوازدگی درون قاره‌ای را فراهم می‌کنند. منشأ کانی‌های رسی به ترکیب سنگ منشأ، شیمی محیط هوازدگی، و فرآیندهای اقلیمی حاکم بر مناطق منشأ و رسوبگذاری وابسته است. مطالعات منشأ و فراوانی نسبی کانی‌های رسی اطلاعات مفیدی درباره آب و هوای دیرینه، تغییرات سطح اساس آب، دیاژنز تدفینی و یا حمل و نقل مجدد ارائه می‌دهد (Khor mali et al., 2005). کانی‌های رسی دارای خصوصیتی از قبیل تنوع زیاد، فراوانی بالا و حمل به صورت معلق هستند که عموماً برای تعیین منشأ مورد استفاده قرار می‌گیرند (Wall and Walling, 1976; Wood, 1978). تغییر اقلیم موجب تغییر در کانی‌های رسی شده و این کانی‌ها به عنوان سیگنال‌های ژنتیکی وقایع تشکیل خاک‌ها هستند. ترکیب کانی‌شناسی رس‌ها و تغییرات آن در طول زمان رسوبگذاری، بازتاب شدت هوازدگی در توده‌های خشکی موجود در مناطق مجاور آن است (Bockheim and Gennadiyev, 2000). کانی‌شناسی رس می‌تواند به عنوان شاخصی از آب و هوا، مواد مادری، تشکیل خاک و شرایط محیطی تشکیل آن کانی‌ها جهت شناسایی و تفسیر تغییرات آب و هوایی گذشته و بازسازی اقلیم گذشته قرار گیرد (Biscaye, 1965). برخی از محققین اظهار می‌دارند که تفسیر آب و هوای قدیمی از روی کانی‌های رسی به علت انتقالات مکانیکی مناسب نیست (Horiuchi et al., 2000). در حالی که برخی دیگر از محققین بر این عقیده اند که از تغییر شکل کانی‌های رسی و تنوع کانی‌های رسی می‌توان به تغییرات آب و هوایی و شدت هوازدگی پی برد. بنابراین وجود کانی‌های رسی در شرایطی غیر از شرایط مناسب جهت تشکیل آنها، اشاره بر تغییر در شرایط تشکیل آن کانی‌ها دارد. اخیراً این کانی‌ها به دلیل تعیین منابع اصلی تولید رسوب و اهمیت نسبی آنها در حوضه‌های آبخیز مورد توجه قرار گرفته اند (Walling et al., 2002). تغییر در رسوبات حوضه، به ویژه کانی‌های رسی

دقیق تر و بازخوانی تاریخ گذشته آنها کمک شایانی نموده و جهت تعیین شدت فرآیندهای هوازدهی و همچنین بررسی تغییرات احتمالی اقلیم مورد استفاده قرار گیرد. لذا تحقیق حاضر جهت شناسایی کانی‌های رسی موجود در رسوبات کواترنر بستر دریاچه ارومیه و مکانیسم تشکیل آنها و همچنین بررسی تغییرات احتمالی اقلیم در این منطقه انجام گرفت.

## ۲- روش مطالعه

مراحل انجام این پژوهش شامل جمع‌آوری اطلاعات، آمار منتشر شده، داده‌های اقلیمی، عملیات صحرائی و مغزه‌گیری، عملیات آزمایشگاهی، پردازش داده‌های صحرائی، آزمایشگاهی و دفتری و سپس تعبیر و تفسیر و نتیجه‌گیری است. به منظور بررسی‌های رسوب‌شناسی و شرایط محیط رسوبگذاری، تعداد ۱۸ مغزه رسوبی دست نخورده با بیشینه عمق ۱۱ متر از رسوبات دو سوی (شرق و غرب) دریاچه ارومیه برداشت شد (شکل ۱) (جدول ۱). مغزه‌ها توسط یک عدد مغزه‌گیر دستی از نوع Handy auger تهیه شد (Piovano et al., 2002). از مغزه‌های برداشت شده، با دوربین عکاسی دیجیتالی عکس تهیه شد. توصیف مغزه‌ها به دقت نوشته شد و سپس نمونه‌برداری با توجه به تغییر رخساره و نوع رسوب صورت گرفت (شکل ۲).

تغییرات دیاژنز، بررسی آب و هوای دیرینه و تغییرات سطح اساس آب انجام شده است (Droste, 1961; Hillock, 1965; Blair and Aland, 1983; Inglés et al., 1998; Nolan et al., 1999; Horiuchi et al., 2000; Ruffel and Worden, 2000; Khormali and Abtahi, 2003; Khormali et al., 2005). در ایران اخیراً، دریاچه‌های شور و پلایاها در قالب پایان‌نامه دانشجویی (لک، ۱۳۸۶) و مقالات علمی (Khalili and Safaei, 2002; Khalili and Torabi, 2003; Alipour, 2006; Pakzad and Ajalloeian, 2004; Rezaei-Moghaddam and Saghafi, 2006; Pakzad and Fayazi, 2007; Fayazi et al., 2007; and Kulke, 2007) از دیدگاه‌های مختلف مورد مطالعه قرار گرفته‌اند، با این حال تاکنون مطالعات دقیق و جدی بر روی کانی‌شناسی رس‌ها در این مناطق و به ویژه در دریاچه ارومیه انجام نشده است. با توجه به گسترده‌ی رسوبات کواترنر در ایران و از جمله در منطقه ارومیه، و همچنین به دلیل اندازه کوچک بلور و وجود پیوندهای نامناسب در کانی‌های رسی، از نظر فرایند تبادل یونی، مطالعه این رسوبات و شناخت جنبه‌های مختلف آنها جهت مدیریت و بهره‌برداری از این رسوبات و استفاده بهینه از آنها و امکان پیش‌بینی رفتار آنها در آینده و همچنین در اثر تغییراتی که در کاربری آنها صورت می‌گیرد، بسیار ضروری است و مطالعه کانی‌های رسی موجود در این رسوبات می‌تواند به شناخت



شکل ۱- پراکنده‌ی نقاط برداشت مغزه اطراف دریاچه ارومیه.



شکل ۲- (A) ادوات مغزه‌گیری، (B) برش، تفسیر و نمونه‌برداری، (C) و (D) نحوه مغزه‌گیری.

جدول ۱- موقعیت و مشخصات مغزه‌های برداشت شده از دو سوی دریاچه ارومیه.

نام مغزه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	عمق (متر)	ارتفاع از سطح دریا (متر)
Gw1.1	510891	4168455	8.5	1298
Gw2.1	516422	4170021	9.25	1298
Gw3.1	520829	4172438	10.87	1295
GE1.1	550038	4181063	4.9	1290
GE2.1	562002	4192889	10.67	1293
GE3.1	561358	4191044	10.54	1295
Gw1.2	511790	4152679	3.03	1385
Gw2.2	518667	4154467	5.7	1320
GW3.2	508497	4155661	9.7	1350
GE1.2	572052	4171839	10.25	1293
GE2.2	567791	4164825	9.75	1283
GE3.2	508497	4155661	10.05	1350
GW1.3	511153	4138662	6.61	1333
Gw2.3	520172	4140685	10.5	1293
Gw3.3	527737	4141280	8.6	1305
GE1.3	572117	4148477	10.07	1350
GE2.3	580336	485545	12	1322
GE3.3	575182	4145232	10.23	1284m

خاص محیط‌های دیاژنزی مانند سپیولیت، پالیگورسکیت و کورنریت نیز نشان دهنده عدم تشکیل کانی‌های رسی اتوزن در دریاچه ارومیه و محیط رسوبی قلیایی است (محمدی، ۱۳۸۴؛ Chamley, 1989). همچنین مطابقت نوع کانی‌های رسی موجود در سه رودخانه نزدیک به محل برداشت مغزه‌ها (آجی چای، شهر چای و نازلو چای) با کانی‌های رسی حاصل از مغزه‌های مورد مطالعه (شاه‌حسینی، ۱۳۸۲) نیز دلیلی بر منشأ تخریبی کانی‌های رسی دریاچه می‌تواند باشد. در ادامه به معرفی مختصر سه کانی اصلی دریاچه پرداخته شده است.

### ۳-۱. کائولینیت

از جمله کانی‌های رسی دی‌اکتاهدرال نوع ۱:۱ است (Chamley, 1989) که نسبت به هوازدگی و حمل و نقل مقاوم است. این کانی محصول هوازدگی در آب و هوای گرم و مرطوب، دیاژنز و یا تغییرات هیدروترمال سایر آلومینوسیلیکات‌ها است (Moore and Reynolds, 1989). سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی به خاطر غنی بودن از فلدسپار، منشأ مناسبی برای آن هستند (Deer et al., 1966) و نیز تحت شرایط تروپیکال، این کانی از هوازدگی بازالت ایجاد می‌شود (Bergaya et al., 2006).

### ۳-۲. ایلیت

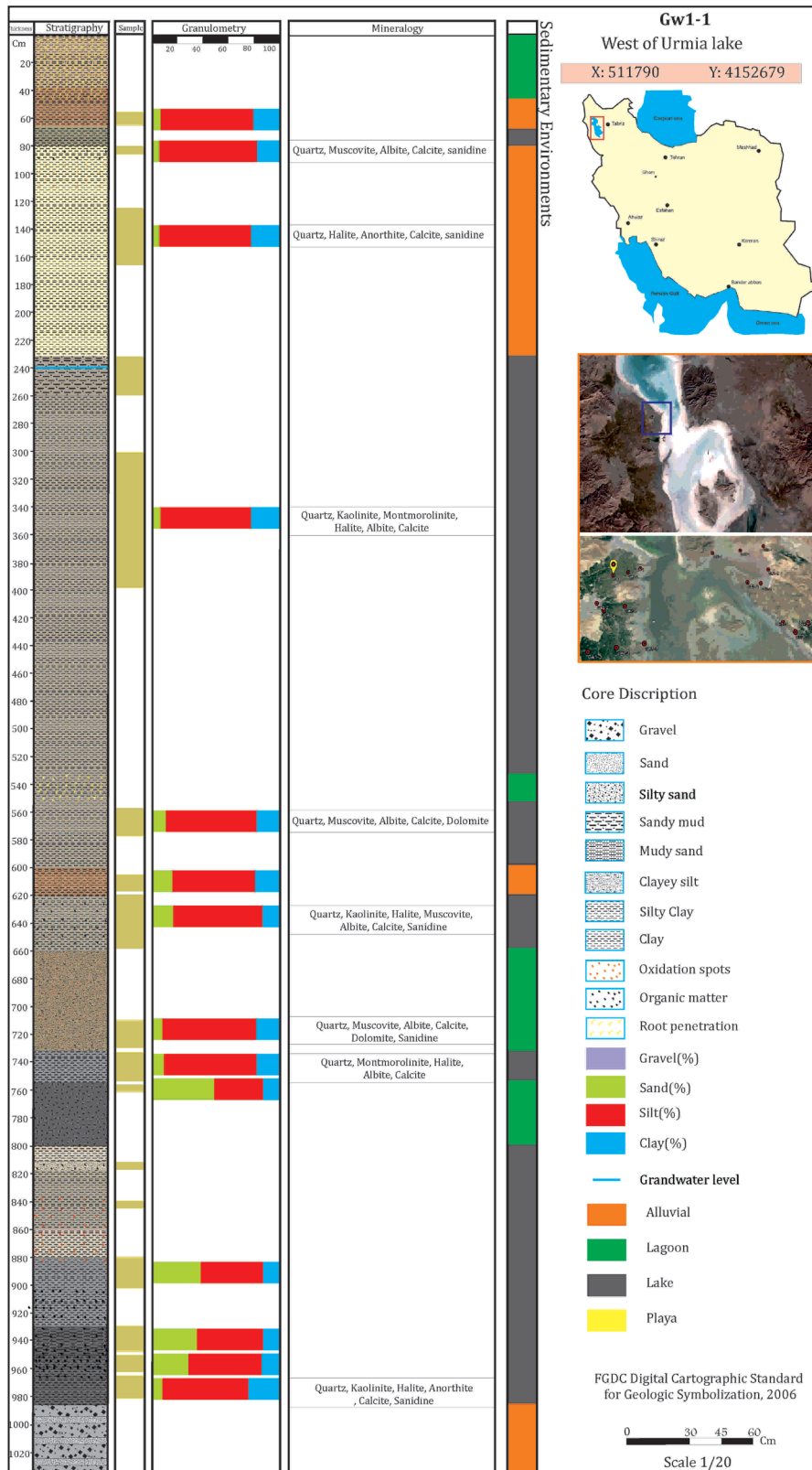
بخشی از رس‌های لایه‌ای نوع ۲:۱ از گروه میکاهاست (Moore and Reynolds, 1989) که دارای سیلیس، منیزیم و آب بیشتر و پتاسیم کمتری نسبت به مسکوویت است (Chamley, 1989). پیک‌های باریک ۱۰ انگسترمی ایلیت مربوط به محیط‌های سرد و خشک است (Horiuchi et al., 2000). ایلیت محصول هوازدگی سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی، به ویژه سنگ‌های غنی از فلدسپار و مسکوویت (گرانیت) است (Stanley et al., 1998; Nelson, 2006; Tanner, 1994). سنگ‌های رسوبی و دگرگونی حاوی میکا نیز منشأ مهمی برای آن هستند (Oliveira et al., 2002). ایلیت در محیط‌هایی با میزان بارندگی متوسط، تناوب دوره‌های خشک و تر، میزان بیشتر تبخیر نسبت به بارندگی، شرایط راکد آب و در جایی که شرایط قلیایی و آبشویی ضعیف غالب است، تشکیل می‌شود (Hillock, 1965). وجود این کانی شرایط آب و هوایی معتدل را در ناحیه منشأ منعکس می‌کند (Oliveira et al., 2002).

روش آماده‌سازی نمونه‌ها و نحوه آزمایشات بر اساس دستورالعمل‌های ذکر شده انجام گرفت. نیمی از نمونه‌ها جهت انجام آزمایشات و نیمی دیگر جهت بایگانی مورد استفاده قرار گرفت. آنالیز کانی‌شناسی رسی در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شد. براساس مشاهدات صحرایی، توصیف و تفکیک واحدهای رسوبی و رسم ستون چینه‌شناسی مغزه‌ها انجام و زیرمحیط رسوبی (Sub environment) هر واحد تعیین شد (Li et al., 1996; Valero-Garces et al., 2000) (شکل ۳). برای مطالعه کانی‌شناسی رس‌ها به روش XRD، نمونه‌ها در سه حالت دست نخورده، اشباع شده با اتیلن گلایکل و حرارت داده شده (۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) مورد مطالعه قرار گرفتند (Brindley and Brown, 1980). جهت مطالعات رس‌ها باید اجزای کربناته و نیز اکسیدهای آهن و مواد آلی از نمونه جدا شوند. در این مطالعه نمونه‌ها توسط دستگاه Siemens XRD diffraktometer D5000 مورد آنالیز قرار گرفت.

### ۳- بحث

کانی‌های رسی به دلیل تنوع کانی‌شناسی در منطقه منشأ، تغییرات هوازدگی و تغییرات اقلیم در مطالعه دریاچه‌ها و پلایاها دارای اهمیت زیادی هستند. نوع کانی‌های رسی، به ترکیب سنگ منشأ، آب و هوای محیط، شیمی آب دریاچه و فرآیندهای دیاژنز بستگی دارد (آدابی، ۱۳۸۳؛ تقوی و همکاران، ۱۳۹۲؛ عبدی، ۱۳۸۹). در اغلب مواقع کانی‌های رسی دریاچه‌ها تخریبی بوده و اسمکتیت و ایلیت مهم‌ترین کانی‌های رسی معمول در این محیط‌ها هستند اما کائولینیت و کلریت نیز در این مناطق گزارش شده‌اند (Shoffner, 2000).

نتایج حاصل از پراش اشعه ایکس، نشان می‌دهد که رسوبات دریاچه ارومیه حاوی کانی‌های گروه‌های اصلی ایلیت، کائولینیت، مونت موریلونیت و کانی‌های تبخیری است. همچنین به عنوان کانی‌های اصلی و عمومی کانی‌های کوارتز و فلدسپار و بعضی کانی‌های رسوبی نظیر دولومیت، کلسیت و آراگونیت نیز در پیک گراف‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳). به‌طور کلی عدم وجود کانی‌های رسی



شکل ۳- نمونه ای از ستون چینه‌ای رسم شده برای مغزه‌های دریاچه ارومیه (مغزه Gw1-1).

### ۳-۳. مونت‌موریلونیت

علت آن قدرت بار منفی قابل توجه در جایگزینی لایه‌های سیلیس و آلومین است، به طوری که در لایه آلومین، یون‌هایی مانند آهن، منیزیم، نیکل و لیتیم جایگزین یون آلومینیم شده است و در لایه سیلیس نیز آلومینیم می‌تواند تا ۱۵ درصد جایگزین یون سیلیس شد (Tucker, 2001).

این کانی در محیط‌های غنی از ترکیبات بازیک ایجاد می‌شود (Masui, 1954) و محصول هوازدگی گرانیت و تجزیه ایلیت نیز هست (Bergaya et al., 2006) مونت‌موریلونیت همچنین در اثر تجزیه شیشه‌های آتشفشانی در شرایط آلكالین ایجاد می‌شود (Deer et al., 1996). ظرفیت تبادل کاتیونی این رس بسیار بالا بوده و

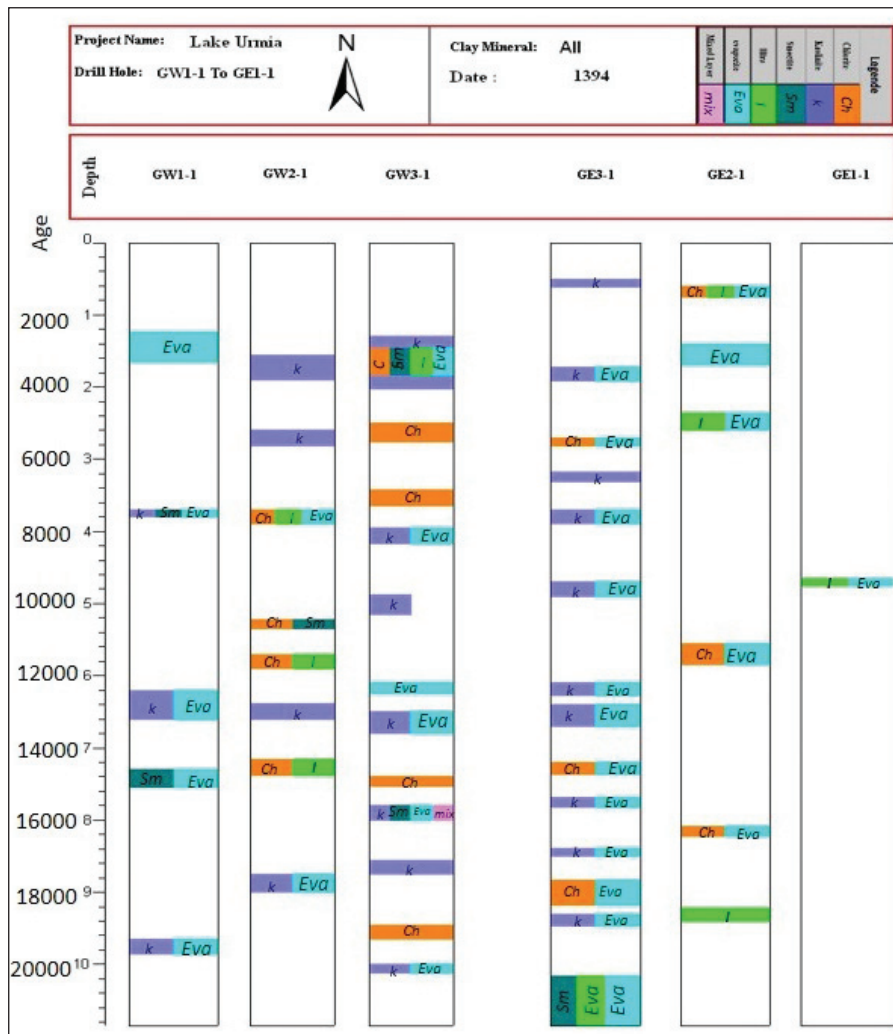


#### ۴- شرح پروفیل شمالی (GW1 تا GE1-1)

کانی‌های تبخیری را مشاهده می‌کنیم. همچنین اسمکتیت در گمانه GE3-1 در عمق بیش از ۱۰ متر به همراه کانی‌های دیگر دیده می‌شوند. همچنین در متر ۱/۴۰ تا ۲ متر (۲۸۰۰ تا ۴۰۰۰ سال) در گمانه GW3-1 ترکیبی از کانی‌های کلریت، اسمکتیت، کائولینیت، ایلیت و همچنین تبخیری‌ها هستند. این ترکیب در شرق دریاچه و در گمانه GE3-1، در متر ۱/۶۰ تا حدود ۱/۸۰ متر (۳۲۰۰ تا ۳۶۰۰ سال) به کائولینیت و تبخیری‌ها تبدیل می‌شوند. در اعماق ۷/۸ تا ۸ متری گمانه (۱۵۶۰۰ تا ۱۶۰۰ سال) کانی‌های کائولینیت، اسمکتیت، تبخیری و مخلوط لایه‌ها به کائولینیت و تبخیری‌ها تغییر می‌یابد. در شرقی‌ترین گمانه نسبت به دریاچه در روی همین پروفیل و نزدیک به رخنمون‌های سنگی تقریباً کانی‌های رسی به حداقل میزان خود می‌رسند. از آنجایی که رودخانه‌های زربنه رود، سیمینه رود، شهرچای (برده سور)، نازلوچای و باراندوزچای رودخانه‌های اصلی تامین کننده کانی‌های رسی تخریبی در دریاچه ارومیه هستند (امینی و همکاران، ۱۳۸۸)، و همچنین با توجه به اینکه رس‌های موجود در بستر دریاچه ارومیه غالباً آواری است (محمدی و لک، ۱۳۸۴) می‌توان دلیل کم شدن حضور کانی‌های رسی از غرب به شرق را بدین صورت توجیه نمود (شکل ۴).

به طور کلی در روند غرب به شرق گمانه‌ها کانی‌های تبخیری روند افزایشی پیدا می‌کنند. به طوری که در گمانه GE3-1 فراوانی کانی‌های تبخیری به وضوح از اعماق حتی بیشتر از ۱۰ متر گمانه‌ها تا نزدیکی سطح افزایش نشان داده است. با مقایسه دو گمانه (GE3-1 و GW3-1)، میزان تبخیری‌ها در شرق دریاچه، یعنی در رسوبات گمانه GE3-1 بیشتر و فراگیرتر می‌شود. با توجه به مطالعات انجام شده قبلی مبنی بر نقش اساسی رودخانه آجی چای در ورود املاح مختلف به آن، می‌توان در زمان‌های مختلف انتظار حضور رسوبات تبخیری را در بخش‌های شمال شرقی نیز داشت.

با توجه به سن سنجی‌های انجام شده توسط Kelts and Shahrabi (1986) و همچنین مطالعات لک و همکاران (۱۳۹۰) نرخ متوسط رسوبگذاری در دریاچه ارومیه ۰/۵ میلی متر در سال در نظر گرفته شده است، بنابراین در اعماق حدوداً ۲ و ۸ متر (۴ و ۱۶ هزار سال) در گمانه GW3-1، کانی اسمکتیت به همراه سایر کانی‌های رسی حضور خود را نشان می‌دهند. در گمانه GE3-1 در عمق ۱۰/۸۰-۱۰/۲۰ متری (۲۰۴۰۰ تا ۲۱۶۰۰ سال) تنوعی گسترده از کانی‌های رسی ایلیت و اسمکتیت و



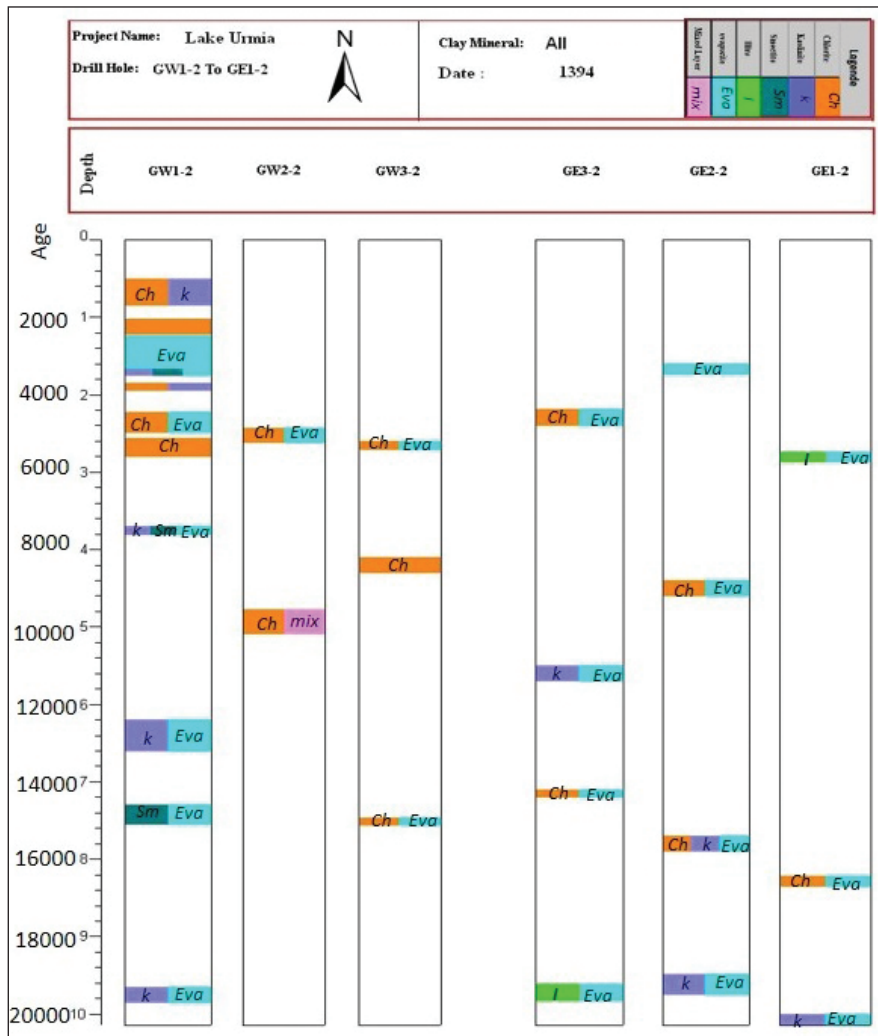
شکل ۴- ستون چینه‌شناسی موقعیت رس‌های مورد مطالعه در پروفیل اول (شمالی).

**۴-۱. شرح پروفیل میانی (GW1-2 تا GE1-2)**

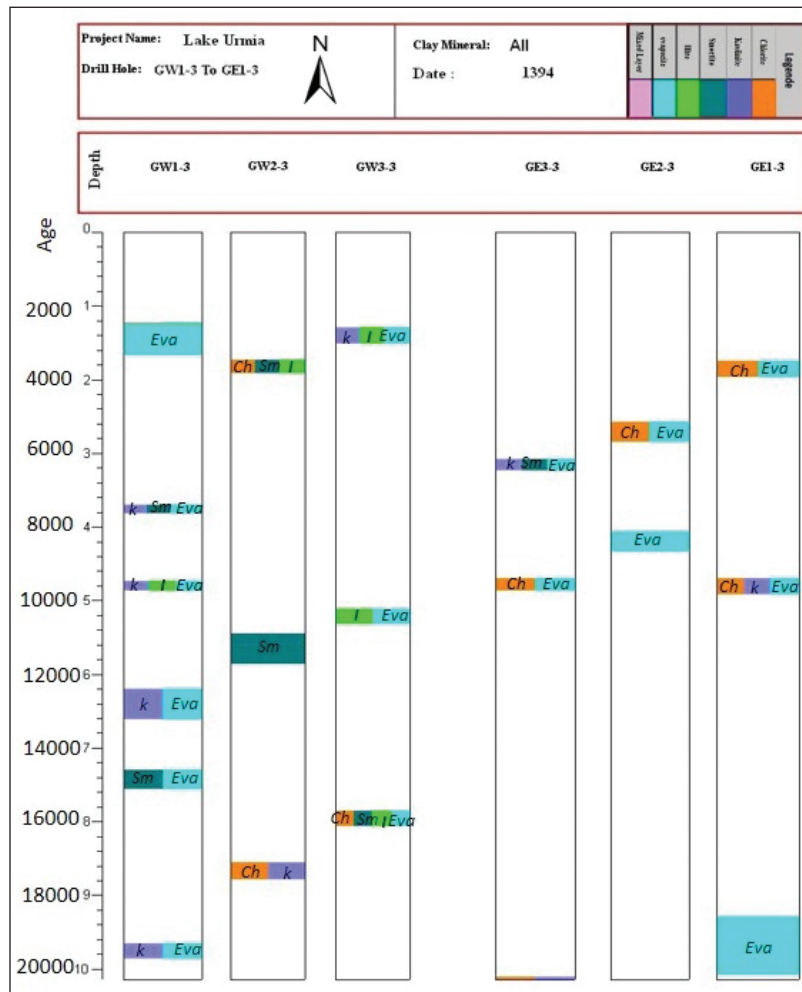
تا عمق ۳ متر در گمانه‌های شرقی کانی‌های کلریت و تبخیری و همچنین در لایه‌هایی در اعماق ۲، ۴ و ۷ متر افق‌های اسمکتیت به این کانی‌ها اضافه می‌شوند. در بعضی از کانی‌های رسی پروفیل‌هایی که به لحاظ مکانی از طرفین دریاچه در یک موقعیت قرار گرفته تطابق به چشم می‌خورد. در افق حدود ۹/۸۰ متری و در حدود ۱۸۸۰۰ سال قبل (Kelts and Shahrahi, 1986؛ لک و همکاران، ۱۳۹۰)، در گمانه‌های GE3-2 و GE1-2 و همچنین در ۶۰۰۰ سال (عمق ۳ متر) ایلیت با تبخیری‌ها همراه هستند. در حدود ۴۵۰۰ سال و در گمانه‌های شرق و غرب کانی‌های رسی یکسان از نوع گروه کلریت و تبخیری‌ها دیده می‌شوند. یکی از دلایل حضور کانی‌های رسی در بخش‌های شرقی (علیرغم فاصله نسبتاً زیاد با محل ورودی رودخانه‌های اصلی حامل کانی‌های رسی) همراه با کانی‌های تبخیری همچون ژپس و انیدریت را می‌توان به شوری بالای دریاچه مرتبط دانست. چرا که در زمان شوری و غلظت بالای آب دریاچه، رودخانه‌های حامل کانی‌های رسی مسافت بیشتری را در داخل دریاچه می‌توانند طی کنند و کانی‌های رسی در بخش‌های شرق و شمال شرق همراه با رسوبات تبخیری ته نشست می‌شوند (امینی و همکاران، ۱۳۸۸) (شکل ۵).

**۴-۲. شرح پروفیل جنوبی گمانه‌های (GW1-3 تا GE1-3)**

با بررسی نمودار تغییرات درصد وزنی رس‌ها در مقابل عمق و کانی‌شناسی رس‌ها، ایلیت میکا، کائولینیت و مونت موریلونیت به عنوان کانی‌های رسی موجود در دریاچه تشخیص داده شد. همان‌گونه که انتظار می‌رفت در این بخش از منطقه، گسترش کانی‌های رسی بیشتر از سایر نقاط است و در دو طرف دریاچه، کانی‌های رسی در افق‌های مختلف همخوانی نسبتاً خوبی با هم دارند. در برش‌های صحرائی از مغزه‌ها می‌توان مشاهده نمود که با اتمام یک دوره خشکسالی مهم و اساسی در دریاچه که در گمانه‌های دیگر نیز قابل ردیابی است و اتمام افق قرمز رنگ، مجدداً شرایط آب و هوایی مناسب تر و بارش‌ها بیشتر شده است و لذا بر روی رسوبات قرمز رنگ، رسوبات تبخیری و سپس تخریبی قرار گرفته است. در جنوبی‌ترین گمانه‌های برداشت شده، در روند غربی شرقی GW1-3 تا GE1-3 کانی اسمکتیت حضور بیشتری نسبت به دو روند دیگر نشان می‌دهد. در گمانه GW3-3 در افق‌های ۱/۴ تا ۱/۶، ۵/۲، ۵/۴ و ۸ متر از گمانه‌ها، کانی ایلیت به سایر کانی‌ها اضافه می‌شوند (شکل ۶).



شکل ۵- ستون چینه‌شناسی موقعیت رس‌های مورد مطالعه در پروفیل دوم (میانی).



شکل ۶- ستون چینه‌شناسی موقعیت رس‌های مورد مطالعه در پروفیل سوم (جنوبی).

به رخساره‌های مختلف در مغزه‌های براشت شده، می‌توان دلیل کم شدن حضور کانی‌های رسی از غرب به شرق را توجیه نمود. یکی از دلایل حضور کانی‌های رسی در بخش‌های شرقی (علیرغم فاصله نسبتاً زیاد با محل ورودی رودخانه‌های اصلی حامل کانی‌های رسی) همراه با کانی‌های تبخیری همچون ژپس و اندریت را می‌توان به شوری بالای دریاچه مرتبط دانست. چرا که در زمان شوری و غلظت بالای آب دریاچه، رودخانه‌های حامل کانی‌های رسی مسافت بیشتری را در داخل دریاچه می‌توانند طی کنند و کانی‌های رسی در بخش‌های شرق و شمال شرق همراه با رسوبات تبخیری ته‌نشست می‌شوند (امینی و همکاران، ۱۳۸۸) (شکل ۷).

#### ۵- منشأ کانی‌های رسی

منشأ کانی‌های رسی و فرایندهای تشکیل کانی‌های رسی موجود در رسوبات با سنگ‌های رسوبی عمدتاً دارای سه منشأ هستند. موروثی (Inheritance)، نوظهوری (Neoformation) و تبدیلی (Transformation) (Tucker, 2001). در اکثر مواقع منشأ کانی‌های رسی در دریاچه‌ها، تخریبی هستند. لیکن کانی‌های اتوژن نظیر سپولیت، پالیگورسکیت و کورنزیت نیز در داخل دریاچه‌ها تشکیل می‌شوند. از آنجایی که کانی‌های رسی دریاچه ارومیه از نوع موروثی است (محمدی، ۱۳۸۴) می‌تواند بیانگر منشأ رسوب و اقلیم محیط باشد. رس‌های نوع موروثی آواری بوده و در ناحیه دیگری و شاید در زمان زودتری تشکیل شده و در موقعیت فعلی شان پایدار هستند. به طور کلی تنوع کانی‌های رسی که در دریاچه‌ها رسوب می‌کنند،

#### ۳-۴. کانی‌های رسی موجود در زمین‌های اطراف دریاچه ارومیه

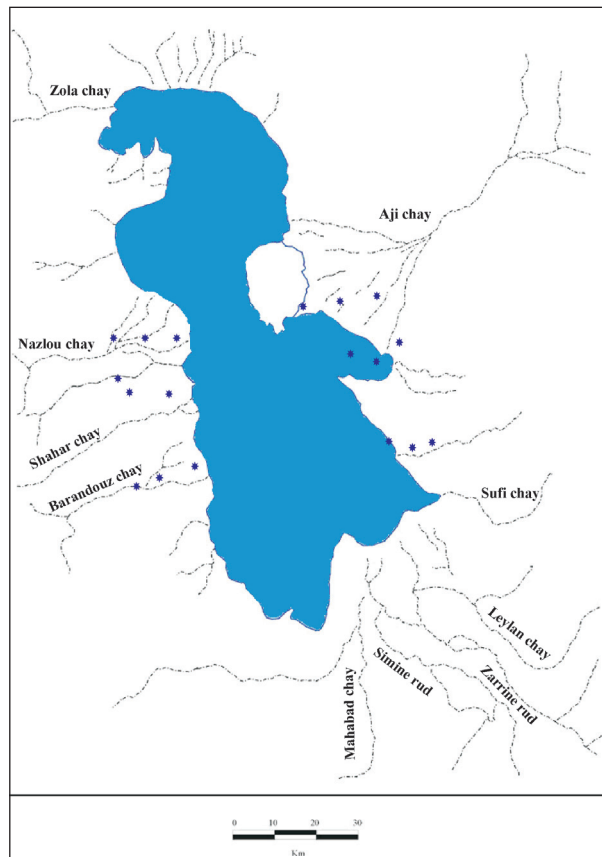
کانی‌های رسی ۲۰ تا ۶۰ درصد فراوانی رسوبات بستر دریاچه را در افق‌های مختلف مغزه‌ها به خود اختصاص می‌دهند. در واقع کانی‌های رسی در تمامی اعماق مغزه‌ها حضور دارند و حتی در افق‌های خاصی بیشترین فراوانی اجزای رسوبی را کانی‌های رسی تشکیل می‌دهند (شکل ۳). فراوانی کانی‌های رسی در طول مغزه‌ها در تغییر است و نمودار تغییرات فراوانی کانی‌های رسی با عمق روند خاصی را نشان نمی‌دهند. کانی‌های رسی معمولاً از طریق رودخانه‌ها به صورت معلق وارد دریاچه می‌شوند و توسط جریان‌های دریاچه‌ای به نقاط مختلف دریاچه حمل می‌شوند که ته‌نشینی آنها منجر به تشکیل لامیناسیون بسیار ظریف در رسوبات می‌شود. کانی‌های رسی ایلیت و کلریت می‌توانند نماینده محیط‌های خشک و کم باران باشند (Zhou and Keeling, 2013). بنابراین با توجه کانی‌شناسی رس‌ها در بخش‌های مختلف و حصول اطمینان از عدم تأثیر دیاژنز بر روی کانی‌شناسی با توجه به نوع کانی‌های رسی و تشابه بالای کانی‌های رسی موجود در دریاچه و رودخانه‌های منتهی به دریاچه (محمدی و لک، ۱۳۸۴)، می‌توان به اقلیم دیرینه در زمان‌های مختلف دست یافت.

در مغزه‌های برداشت شده از غرب به شرق از میزان رسوبات رسی در ستون مغزه‌های برداشت شده کاسته می‌شود (شکل ۳). از آنجایی که رودخانه‌های زیرین رود، سیمینه رود، شهرچای، نازلوچای و باراندوزچای رودخانه‌های اصلی تامین‌کننده کانی‌های رسی تخریبی در دریاچه ارومیه هستند (امینی و همکاران، ۱۳۸۸) و با توجه

و هوای مرطوب فرسایش یافته و از طریق رودخانه‌ها وارد دریاچه شده‌اند. وجود تطابق زیاد بین کانی‌های رسی موجود در مغزه‌های دریاچه ارومیه و رودخانه‌ای منتهی به آن، فرآیند دیاژنزی بسیار خفیف در رسوبات و عدم وجود کانی‌های رسی دیاژنزی در مغزه‌ها، منشأ کانی‌های رسی، تخریبی و نوع کانی‌های رسی موروثی تعیین شده است (محمدی و لک، ۱۳۸۴) (شکل‌های ۴، ۵ و ۶).

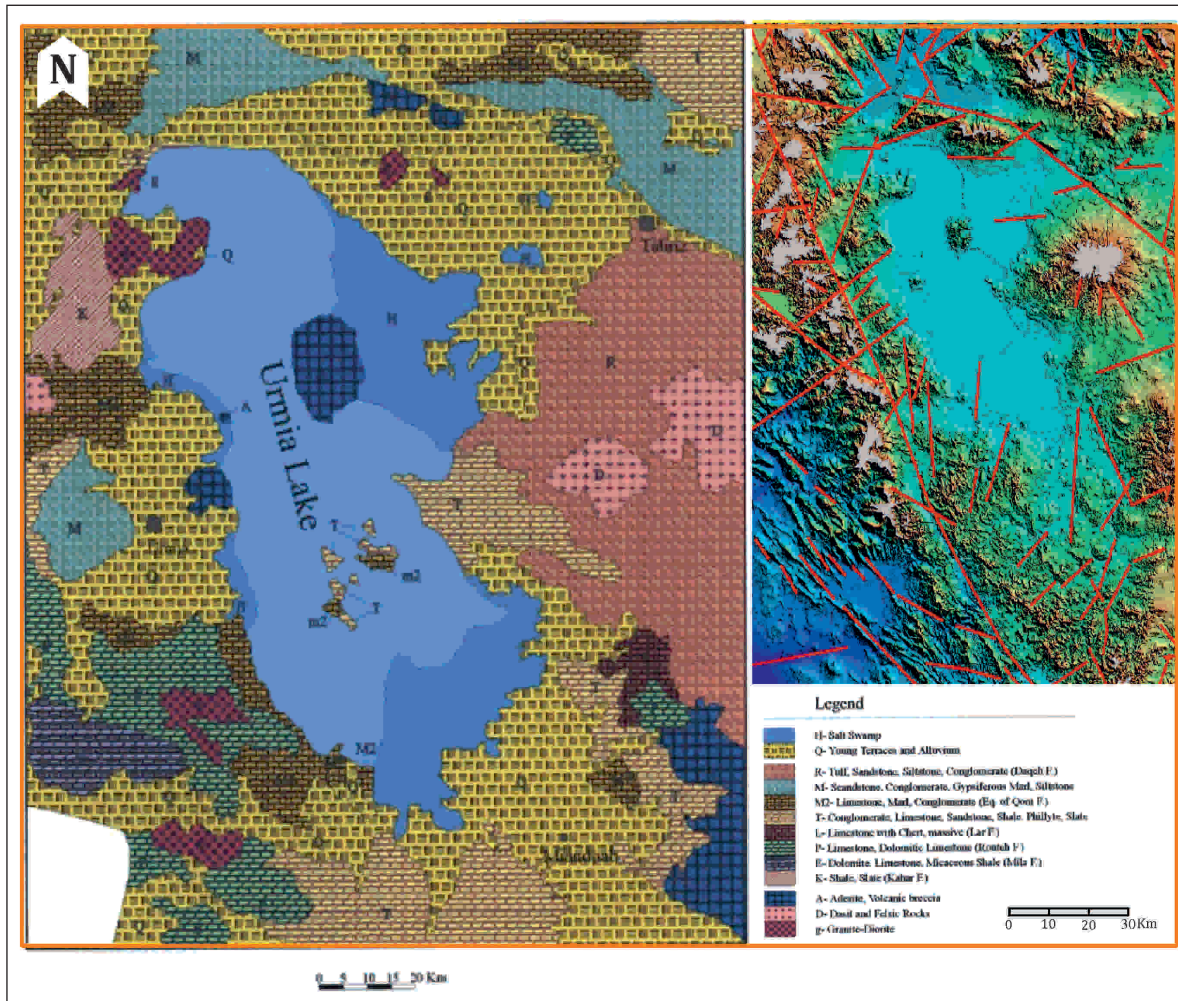
از طرفی یکی از منشأ‌های محتمل برای رسوبات دانه ریز این منطقه می‌توان مرتبط با رسوبات بادی دانست (امینی و همکاران، ۱۳۸۸). با توجه به مقادیر بسیار کم از این کانی‌ها در رسوبات دریاچه، می‌توان نتیجه گرفت که بخش اصلی کانی‌های رسی موجود تخریبی هستند. بنابراین در دوره‌هایی با بارندگی بیشتر کانی‌های رسی کلریت-کائولینیت، اسمکتیت و ورمیکولیت و در مناطق با بارندگی کمتر کانی‌های ایلیت و کلریت-کائولینیت غالب هستند (عبدی، ۱۳۸۹). فراوانی کانی‌های رسی ایلیت، کائولینیت و مونت‌موریلونیت در بار معلق رودخانه‌ها نقش قابل ملاحظه آنها را در تأمین کانی‌های رسی محل مورد مطالعه نشان می‌دهد. به‌طور کلی فراوانی ذرات آواری در محل گمانه‌ها از خاور به باختر کاهش می‌یابد و بیشترین مقدار این ذرات در خاوری‌ترین بخش دهانه (حدود ۴۰ درصد) مشاهده می‌شود (شکل‌های ۳، ۴، ۵ و ۶)، این نحوه پراکنش در ترکیب کانی‌شناسی نشان می‌دهد که ذرات آواری غالباً به صورت بار معلق به محل رسوبگذاری حمل شده‌اند. مسلم است که حمل بخشی از ذرات آواری به محل رسوبگذاری توسط باد و از زمین‌های حاشیه دریاچه صورت گرفته است که امکان تعیین میزان و چگونگی حمل آنها به محل ته‌نشست در شرایط فعلی میسر نیست. نحوه پراکنش ذرات آواری در بستر دریاچه در محل گمانه‌ها نشان می‌دهد که رودخانه آجی جای نقش بسیار اساسی در تأمین رسوبات آواری (به ویژه اجزای دانه درشت مثل پیروکسن‌ها، قطعات آتشفشانی، کوارتز، فلدسپارها و میکاها) به محل دهانه پل را در طول زمان بر عهده داشته است (شکل ۸).

به طور قابل ملاحظه‌ای در تغییر بوده و به ترکیب سنگ منشأ، آب و هوای محیط، شیمی آب دریاچه و فرآیندهای دیاژنزی بستگی دارد و اطلاعاتی درباره هوازدگی، زادگاه، فرایندهای حمل و نقل و رسوبگذاری در منطقه منشأ، ارائه می‌دهند (Hillier, 1995). در واقع نوع کانی‌های رسی ایجاد شده در خاک تابع عواملی همچون آب و هوا، شرایط و خصوصیات خاک و نوع مواد مادری بوده و فرایندهایی مانند سرعت هوازدگی، آبشویی، زهکشی و وضعیت اکسایش و کاهش و تعادلات یونی سیستم خاک نقش مهمی در تشکیل کانی‌های خاک دارند (Borchardt, 1989). مونت‌موریلونیت بیشتر به صورت لخته‌ای با تجمع با قطر تا چندین میکرون یافت می‌شود، بنابراین در نزدیکی سواحل و فلات قاره منطقه از کائولینیت غنی‌تر است تا مونت‌موریلونیت و ایلیت (Tucker, 2001). این عوامل در حوضه‌های بسته از جمله دریاچه‌ها نیز باعث زون بندی رس‌ها می‌شود. به‌طوری که در نزدیکی حاشیه دریاچه و در محل ورود آب شیرین (محیط اسیدی تر)، کانی کائولینیت ایجاد می‌شود و به سمت مرکز دریاچه (محیط قلیایی تر)، در اثر فعل و انفعالاتی که در کانی‌های رسی بر اثر آب شویی و تغییرات شرایط محیطی (Eh, pH) ایجاد می‌شود، درصد کانی کائولینیت کاهش و کانی‌های ایلیت و کلریت افزایش می‌یابد (عبدی، ۱۳۸۹). این وضعیت در دریاچه ارومیه قابل مشاهده است و هرچه از مرکز دریاچه فاصله بیشتر می‌شود در عمق‌های مختلف میزان کانی کائولینیت بیشتر می‌شود و با نزدیک شدن به مرکز دریاچه کائولینیت کاهش و با توجه به قلیایی تر شدن محیط ایلیت و کلریت افزایش می‌یابد، این تغییر گاهی نتیجه تغییر در سطح تراز دریاچه و متناسب با آن پایین آمدن میزان شوری آب دریاچه نیز است (شکل‌های ۴، ۵ و ۶). برای تعیین منشأ کانی‌های رسی موجود در رسوبات حوضه‌های آبریز، شناسایی کانی‌های رسی موجود در برونزدهای سنگی اطراف حوضه امری ضروری است. منشأ کانی‌های رسی سازنده‌های اطراف دریاچه هستند که این سازنده‌ها در شرایط آب



شکل ۷- موقعیت گمانه‌ها و رودخانه‌های اطراف دریاچه ارومیه.





شکل ۸- نقشه زمین شناسی و گسل های اطراف دریاچه برگرفته از شاه حسینی (۱۳۸۲).

برخاستی دریاچه در تأمین این ذرات به درون حوضه نقش اساسی داشته است. نتایج حاصل از بررسی های انجام شده بر روی ترکیب کانی شناسی و ویژگی های بافتی رسوبات نشان می دهد که رسوبگذاری در محل گمانه ها به طور عمده از حالت معلق صورت گرفته است (امینی و همکاران، ۱۳۸۸).

## ۶- بازسازی اقلیم دیرینه

دریاچه ها به دلیل حساسیت بالا نسبت به تعادل میان تبخیر و بارش، محیط های رسوبی بسیار مناسبی برای انجام مطالعات آب و هوایی، جغرافیا و اکولوژی دیرینه هستند (Valero-Garces et al., 2000; Piovano et al., 2002)، همان طوری که قبلاً گفته شد، کانی های رسی غیر آواری نماینده شرایط محیطی و اقلیمی ویژه ای هستند، در حالی که رس های نوع موروثی اطلاعاتی در مورد منشأ رسوب و آب و هوای منطقه منشأ ارائه می دهند. ایلیت و کلریت با منشأ تخریبی در شرایط هیدرولیز و هوازدگی در آب و هوای سرد و معتدل و یا خشک تشکیل می شوند (Stuben et al., 2002; Adatte et al., 2002; Jeong et al., 2004; Khormali et al., 2005). Deconinck et al. (2005) نیز افزایش میزان ایلیت را به سرد شدن کلی آب و هوا نسبت می دهند. کائولینیت و ایلیت مهم ترین کانی های رسی موجود در بستر رسوبات حاشیه دریاچه ارومیه به شمار می روند، بنابراین می توان از آنها به عنوان شاخص های آب و هوایی دیرینه استفاده کرد. در رسوبات مغزه های مورد مطالعه

روند کاهش در فراوانی ذرات آواری (به ویژه اجزای دانه درشت مثل پیروکسن ها، قطعات آتشفشانی، کوارتز، فلدسپارها و میکاها) از خاور به باختر در محل گمانه ها به منشأ ورود ذرات از خاور مربوط است. به طور حتم وجود جریان های جنوبی شمالی در دریاچه در پراکنش رسوبات وارده از خاور و کاهش فراوانی آنها به سمت باختر نیز مؤثر بوده اند. عمده کانی های رسی حمل شده به محل مغزه ها از منشأ رودخانه های تغذیه کننده دریاچه هستند، اختلاف چگالی آب ورودی با آب دریاچه همراه با وجود جریان های بادی با روند جنوبی- شمالی باعث شده تا این ذرات بتوانند مسافت به نسبت طولانی را حمل کنند (جدول ۲). در این زمینه کانی های رسی حمل شده توسط زرينه رود و سيمينه رود نیز متأثر بوده اند. ذرات پیروکسن، قطعات آتشفشانی، برخی از فلدسپارها به عنوان درشت ترین ذرات آواری موجود در رسوبات از بخش خاوری حوضه (آجی چای) به محل مطالعه حمل شده اند. تغییر در فراوانی آنها در طول گمانه ها نیز به تغییر در میزان ورود مواد آواری از طریق آجی چای به دریاچه مربوط است (جدول ۲).

مسلم است که بالا بودن سطح آب دریاچه به عنوان پارامتر مؤثر دیگری در فراوانی آنها عمل نموده است به گونه ای که در زمان بالا بودن تراز آب، این ذرات به طور عمده در بخش های حاشیه ای حوضه ته نشین شده و کمتر به محل دهانه حمل شده اند. وجود آتاری از هوازدگی (اکسیدهای آهن) در حاشیه این ذرات، حمل آنها از خارج حوضه را به خوبی اثبات می نماید. گسترش سازند قم در بخش جنوب

تبخیری‌ها قابل شناسایی است. با توجه به نرخ رسوبگذاری متوسط نیم میلی‌متر در سال برای دریاچه ارومیه (لک و همکاران، ۱۳۹۰)، حداکثر عمق مغزه برداری شده می‌تواند به صورت میانگین دوره زمانی ۲۱۰۰۰ ساله برای رسوبات مورد بررسی در نظر گرفت.

فراوان‌ترین کانی کوارتز و در بین کانی‌های رسی کائولینیت بوده‌اند. کائولینیت همراه با افزایش میزان آواری‌ها (به ویژه کوارتز)، مربوط به دوره‌های پرآبی و اقلیم گرم و مرطوب بوده و دوره‌های کم آبی نسبی با افزایش در میزان رسوبات شیمیایی خصوصاً

جدول ۲- وضعیت رودخانه‌های تغذیه کننده دریاچه از نظر میزان تأثیر در تأمین ذرات آواری به حاشیه بزرگراه.

نام رودخانه	بار رسوبی (تن در سال)	وضعیت در تأمین ذرات آواری
زولا چای	۱۲۲۹۲۴	غیر مؤثر یا با تأثیر ناچیز
رودخانه‌های شمال حوضه	۳۰۶۴۱۴	غیر مؤثر یا با تأثیر ناچیز
زرینه رود	۱۲۶۴۰۲۶	تأمین ذرات در حد رس- کم
سیمینه رود	۳۸۵۹۷۳	تأمین ذرات در حد رس- کم
لیلان چای	۹۳۴۴۵	تأمین ذرات در حد رس- کم
مردوق چای	۱۰۷۹۱۱	تأمین ذرات در حد رس- کم
گادار چای	۱۵۲۴۳۴	تأمین ذرات در حد رس- کم
مهاباد چای	۱۵۱۷۲	تأمین ذرات در حد رس- کم
حوزه خاور	۸۰۰۰۰	تأمین ذرات در حد رس- کم
آجی چای/تلخه رود	۲۲۹۷۲۱۵	تأمین ذرات در حد تر از سیلت- زیاد
شهر چای	۴۴۲۸۹	تأمین ذرات در حد سیلت و رس- متوسط
باراندوز چای	۱۴۸۶۸۵	تأمین ذرات در حد سیلت و رس- متوسط
نازلوچای	۲۷۲۹۶۶	تأمین ذرات در حد سیلت و رس- متوسط
روضة چای	۳۳۷۴۳	تأمین ذرات در حد سیلت و رس- متوسط

دریاچه) رسوبات تخریبی به همراه کانی‌های تبخیری را می‌توان به صورت یک جا مشاهده نمود. این مطلب حاکی از ورود املاح بالا از سمت شمال شرق به دریاچه ارومیه است که در زمان‌هایی که غلظت آب دریاچه بالا بوده و رودخانه‌های سواحل غربی قادر به طی مسافت طولانی تری به داخل دریاچه بوده‌اند. بنابراین در چنین شرایطی رسوبات دانه ریز تخریبی به همراه قطعات و کانی‌های تبخیری دیده می‌شوند. با افزایش عمق نمونه‌ها کاهش نسبی در مقدار تبخیری‌ها مشاهده می‌شود. این حالت نشان دهنده افزایش شوری آب دریاچه با گذشت زمان است.

لازم به ذکر است که تغییرات محیط‌های رسوبی و جابه‌جایی این محیط‌ها در محیط پیرامونی دریاچه بسیار تکرار شده و در موقعیت‌ها و مکان‌های مختلف تعداد و طول این تغییرات متفاوت است. لذا با توجه به تغییرات سطح تراز دریاچه در طول زمانی مورد مطالعه تغییرات در حاشیه و مرکز به صورت متفاوت عمل کرده است. به گونه‌ای که برخی از تغییرات در مغزه‌های با فاصله دورتر از مرکز دریاچه ثبت نشده است. لذا برای بازسازی دقیق محیط‌های رسوبی یک دریاچه لازم است از گمانه‌های نقاط مرکزی یا حدالامکان از گمانه‌های نزدیک به مرکز استفاده شود. لذا ارائه یک نمودار با الگوی دقیق محیطی و اقلیمی با مغزه‌های برداشت شده از اطراف دریاچه مشکل است. به نظر می‌رسد این مغزه‌ها کمک شایانی در بازسازی خطوط ساحلی قدیمی نماید.

به‌طور معمول در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب حاره‌ای با حداکثر هوازگی اکسیدهای آهن و کائولینیت غالب هستند. کائولینیت در مغزه‌های پروفیل

این تحقیق نشان داد با توجه به وجود و تکرار رخساره‌های تبخیری در مغزه‌های حاشیه‌ای دریاچه ارومیه، حواشی دریاچه نوسانات زیادی داشته است. این تغییرات در بخش‌های دور از دریاچه که امروزه به عنوان دشت آبرفتی و زیرکشت هستند، بیشتر بوده است. تنوع کانی‌ها در بخش غربی بیشتر از شرق بوده و اما تبخیری‌ها بیشتر در بخش شرقی متمرکز هستند. احتمالاً ورودی‌های رودخانه‌ای بیشتر در بخش غرب علت این امر بوده است. فراوانی کانی کائولینیت به عنوان شاخصی برای دوره‌های پرآبی در قسمت غرب بیشتر از شرق بوده است. با توجه به ژرفای نمونه برداری می‌توان نتیجه گرفت در حدود ۲۱ هزار سال پیش (پلیستوسن انتهایی)، شرایط آب و هوایی سرد و مرطوب تری بر منطقه حاکم بوده است (عبدی، ۱۳۸۹). این مطلب با مطالعات اقلیم گذشته بر روی فلات ایران همخوانی دارد. همان‌طور که Krinsley (1970) بیان داشته است، چهره عمومی تقسیمات جوی در سطح ایران در دوره پلیستوسن شبیه به حال بوده است. همچنین وی در نتیجه‌گیری مطالعات خود بیان داشته است که به‌طور کلی شرایط جوی دوره پلیستوسن را در فلات ایران می‌توان سردتر و قدری مرطوب‌تر از زمان حال دانست که مرطوب بودن آب و هوا در این دوره را به هرزآب‌های سطحی بیشتر و تبخیر کمتر در فلات ایران مرتبط دانسته است. منشأ رس‌ها در این دریاچه بیشتر تخریبی و موروثی و کمتر تبدیلی هستند. دوره‌های کم آبی نسبی با افزایش در میزان رسوبات شیمیایی خصوصاً تبخیری‌ها و دوره‌های پر آبی درحوضه با افزایش میزان ماسه‌های آواری قابل شناسایی است (درویشی خاتونی و محمدی، ۱۳۹۰). البته در برخی مناطق (خصوصاً مناطق شرقی

همراه با ایلیت و کاتولینیت مشهود است. در GW3-3 در افق ۱۵۶۰۰ تا ۱۶۰۰۰ سال (۷/۸ تا ۸ متر)، کلریت، اسمکتیت، ایلیت به همراه تبخیری‌ها مشاهده می‌شود. در بین کانی‌های تبخیری، ژپیس و هالیت از اهمیت بیشتری برخوردارند. همچنین در محیط‌های با اقلیم خشک و کم باران کانی‌های رسی ایلیت و کلریت شاخص هستند. در جنوبی‌ترین پروفیل تطابق خاصی بین گمانه‌های دو طرف شرق و غرب دریاچه در مورد کانی‌های رسی و به‌خصوص کاتولینیت دیده نمی‌شود. در این پروفیل به سمت شرق دریاچه کلریت پدیدار می‌شود. در بعضی افق‌ها همراه کانی‌های تبخیری و در مواردی به همراه کاتولینیت و کانی‌های تبخیری و یا اسمکتیت است. در گمانه GW3-1 به سمت شرق یعنی در گمانه GE3-1 در افق‌های یکسان تقریباً کانی‌های رسی مختلف با کانی‌های تبخیری همراه شده و تطابق خوبی نشان می‌دهند. در دو افق در گمانه‌های GW3-1 و GE3-1 ایلیت و کلریت با کانی‌های اسمکتیت و ایلیت و تبخیری‌ها همراه می‌شوند. این افق‌ها در گمانه GW3-1 حدود ۳۶۰۰ تا ۳۴۰۰ (۱/۵ تا ۱/۶ متر) سال و ۱۵۶۰۰ تا ۱۶۰۰۰ سال (۷/۶ تا ۸ متر) در گمانه GE3-1 مربوط به افق ۲۰۴۰۰ تا ۲۱۶۰۰ سال (۱۰/۲ تا ۱۰/۸ متر) است. افق‌های تبخیری کما بیش در اعماق مختلف به صورت پراکنده به چشم می‌خورند. در گمانه GE3-1 در عمق بیش از ۱۰ متر به بالا اسمکتیت به همراه کانی‌های دیگر وجود دارند.

در پروفیل شمالی در گمانه GE2-1 افق ۲۸۰۰ تا ۳۲۰۰ سال (معادل ۱/۴ تا ۱/۶ متر) تبخیری‌ها و GW3-1 حدوداً ۱۲۴۰۰ سال (۶/۲ متر) تبخیری‌ها را به تنهایی ناظریم که گویای محیطی به شدت اشباع. در شرقی‌ترین گمانه در جنوبی‌ترین پروفیل GE1-3 آثار تبخیری‌ها در افق ۹/۶ تا ۱۰ متر گروه تبخیری‌ها به تنهایی مشهودند. این وضعیت در گمانه GE2-3 حدوداً در افق مربوط به ۸۴۰۰ تا ۸۸۰۰ سال (۴/۲ تا ۴/۴) برقرار است. در مطالعات شرق و غرب دریاچه در پروفیل شمالی کلریت و ایلیت به‌طور پراکنده در تعدادی از افق‌ها به چشم می‌خورد. در همین گمانه در افق ۱۴۸۰۰ تا ۱۵۲۰۰ سال (۷/۴ تا ۷/۶ متر) و در ۱۹۰۰۰ تا حدود ۱۹۳۰۰ سال (۹/۵ تا ۹/۶۵ متر) کانی کلریت مشهود است. کلریت به تنهایی در افق ۸۴۰۰ تا ۸۸۰۰ سال معادل ۴/۱ تا ۴/۴ متر گمانه GW3-2 و در متر ۲/۶ تا ۲/۸ یعنی ۵۲۰۰ تا ۵۶۰۰ سال در گمانه GW1-2 شاخص هستند. در جنوبی‌ترین گمانه‌ها در پروفیل ۳ کلریت و ایلیت به‌طور همراه و پراکنده با سایر کانی‌ها به کرات و گاهاً به‌طور متناوب دیده می‌شوند.

## ۷- نتیجه‌گیری

تحقیق حاضر جهت شناسایی کانی‌های رسی موجود در رسوبات کواترن بستر دریاچه ارومیه و مکانیسم تشکیل آنها و همچنین بررسی تغییرات احتمالی اقلیم در این منطقه انجام گرفت. نتایج حاصل از این مطالعه به شرح ذیل است: ایلیت و کلریت فراوان‌ترین کانی‌های رسی موجود در دریاچه هستند، البته رسوبات دریاچه حاوی میزان کمی کانی‌های کاتولینیت، ورمیکولیت و اسمکتیت نیز است. مطالعات و بررسی‌های انجام شده بر روی رسوبات گسترده دریاچه نشان می‌دهد که از حاشیه حوضه به سمت مرکز، از میزان کانی‌های رسی به ویژه ایلیت و کلریت کاسته می‌شود، به عبارت دیگر نهشت آنها از روند رسوبگذاری کانی‌های رسی در دریاچه پیروی نمی‌کند، بلکه تغییرات آن هماهنگ با تغییرات دیگر کانی‌های آواری موجود در دریاچه بوده که این خود دلیل بر آواری بودن آنهاست. این شرایط در نقاط دیگر ایران نظیر پلایای میقان واقع در ایران مرکزی نیز گزارش شده است. همچنین کانی‌های رسی ایلیت، اسمکتیت، کاتولینیت، کلریت و ورمیکولیت نیز در رسوبات کواترنی شمال شرق دریاچه ارومیه گزارش شده است که منشأ ایلیت، کلریت و کاتولینیت از سنگ مادر یا به عبارتی منشأ آواری بوده که نتیجه‌ای مشابه با مطالعه حاضر داشته است.

مطالعه و بررسی رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی رسوبات اخذ شده از گمانه‌های حفر شده در دریاچه ارومیه، نشان می‌دهد که با ژرفا، میزان رسوبات و کانی‌های آواری (به ویژه کانی‌های رسی) افزایش نشان می‌دهند. اقلیم نیمه خشک تا خشک منطقه مانع از هوازگی شیمیایی در منطقه شده، بنابراین فرایند هوازگی فیزیکی

شمالی به وفور تقریباً در بیشتر افق‌ها به تنهایی و یا همراه با سایر کانی‌ها دیده می‌شوند. در دو گمانه GE3-1، GW3-1 انطباق خوبی در افق‌های کاتولینیتی تبخیری به نظر می‌رسد. افق‌هایی از کانی کاتولینیت به‌صورت تک کانی و یا همراه با تبخیری‌ها با انطباق‌های خوب در شرق و غرب دریاچه در این دو گمانه و در اعماق حدوداً ۴ تا ۶/۵ متری ما بین زمان‌های ۸۰۰۰ سال تا حدوداً ۱۳۰۰۰ سال به وضوح دیده می‌شوند. این تطابق از دریاچه به سمت شرق و غرب کمتر و یا اصلاً دیده نمی‌شود. در این دو گمانه افق‌های کاتولینیتی را بیشتر با کانی‌های گروه تبخیری‌ها همراه داریم. این موضوع در فواصل زمانی ذکر شده ۸۰۰۰ تا ۱۳۰۰۰ سال بارها تکرار می‌شود. در دو افق در گمانه GW3-1 یکی متعلق به ۲۴۰۰ تا ۴۰۰۰ سال در اعماق ۱/۲ تا ۲ متری است که کانی‌های همراه کاتولینیت شامل کلریت و اسمکتیت، ایلیت و گروه تبخیری‌ها موجود هستند و افق کاتولینیتی دیگر مربوط به ۱۵۶۰۰ تا ۱۶۰۰۰ سال (افق ۷/۸ تا ۸ متری)، همراه با اسمکتیت و کانی‌های مخلوط لایه و همچنین تبخیری‌ها هستند. همان‌گونه که بیشتر نیز ذکر شد، شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب حاره‌ای با حضور کانی اسمکتیت شاخص می‌شود. در پروفیل شمالی در گمانه GE3-1، در عمق ۱ تا ۲ متری یعنی در حدود ۲۸۰۰ تا ۳۲۰۰ سال، کانی اسمکتیت به همراه ایلیت، کلریت، تبخیری‌ها و کاتولینیت دیده می‌شود و در همین گمانه در عمق ۳/۸ متری و سن ۶۸۰۰ سال اسمکتیت مجدداً همراه با کانی‌های تبخیری و کاتولینیت موجود است. در عمق حدود ۵/۳ متری و در سن ۱۰۶۰۰ سال اسمکتیت با کانی کلریت همراه می‌شود و مابین محدوده‌های ۱۴۸۰۰ تا ۱۵۲۰۰ (عمق ۷/۴ تا ۷/۶ متری) اسمکتیت بدون تبخیری‌ها و در ۱۵۶۰۰ تا ۱۶۰۰۰ سال (۷/۸ تا ۸ متر) اسمکتیت را با تبخیری‌ها، کاتولینیت و مخلوط لایه‌ها همراه داریم. در افق بیش از ۱۰ متر یعنی در ۲۰۴۰۰ تا ۲۱۶۰۰ سال پیش، اسمکتیت مجدداً با کانی‌های تبخیری و این بار با ایلیت همراه می‌شود. در پروفیل میانی حضور اسمکتیت تنها در گمانه غربی دریاچه، GW1-2 کانی اسمکتیت همراه با کاتولینیت حدوداً مابین سال‌های ۳۳۰۰ تا ۳۵۰۰ حضور دارد و همچنین در همین گمانه در ۷۵۰۰ سال، اسمکتیت همراه با کاتولینیت و این بار با حضور تبخیری‌ها تشخیص داده شده‌اند. نهایتاً در همین گمانه در فواصل ۱۴۸۰۰ تا ۱۵۲۰۰ سال حضور کانی‌های اسمکتیت به همراه تبخیری‌ها نمایان است. در پروفیل جنوبی حضور کانی اسمکتیت در گمانه‌های سمت غربی دریاچه در GW1-3 تا GW3-3 مشهود است و با گذر به سمت شرق حضور اسمکتیت را تنها در نزدیک‌ترین گمانه به دریاچه GE3-3 همراه با تبخیری‌ها و کاتولینیت حدوداً مابین ۳۰۰۰ تا ۳۴۰۰ سال مشاهده می‌کنیم. همان‌طور که ذکر شد در سمت غرب دریاچه در چندین مقطع زمانی افق‌هایی از کانی اسمکتیت را به تنهایی و یا همراه با سایر کانی‌ها می‌بینیم. در افقی ما بین ۷۳۰۰ تا ۷۵۰۰ سال (۳/۶۵ تا ۳/۷۵ متر)، لایه‌های اسمکتیت همراه با کاتولینیت و تبخیری‌ها در گمانه GW1-3 و در همین گمانه در افق ۱۴۶۰۰ تا ۱۵۲۰۰ سال اسمکتیت همراه با تبخیری‌ها دیده می‌شوند. از سوی دیگر در گمانه GW2-3 اسمکتیت در ۱۰۸۰۰ تا ۱۱۶۰۰ سال و در عمق ۵/۴ تا ۵/۸ به تنهایی نمایانگر است. در همین گمانه در افق ۳۶۰۰ تا ۴۰۰۰ سال (۱/۸ تا ۲ متر)، اسمکتیت همراه با ایلیت و کاتولینیت مشهود است. در گمانه GW3-3 بین ۱۵۶۰۰ تا ۱۶۰۰۰ سال (۷/۸ تا ۸ متر)، کانی‌های کلریت، اسمکتیت، ایلیت را به همراه تبخیری‌ها، مشاهده می‌نماییم. به‌طور کلی کانی اسمکتیت در شرق و غرب دریاچه و همچنین در افق‌ها چه به‌صورت وجود این کانی به صورت تک کانی چه با وجود با سایر کانی‌های رسی از نقطه نظر اقلیم و یا تطابقات زمانی و منشأ هماهنگی خوبی مشاهده نمی‌شود. همان‌طور که ذکر شد در سمت غرب دریاچه در چندین مقطع زمانی افق‌هایی از کانی اسمکتیت را به تنهایی و یا همراه با سایر کانی‌ها همراه می‌بینیم. در افقی ما بین ۷۳۰۰ تا ۷۵۰۰ سال (۳/۶۵ تا ۳/۷۵ متر)، لایه‌های اسمکتیت همراه با کاتولینیت و تبخیری‌ها در گمانه GW1-3 و در همین گمانه و در افق ۱۴۶۰۰ تا ۱۵۲۰۰ سال (۷/۳ تا ۷/۶ متر)، اسمکتیت همراه با تبخیری‌ها دیده می‌شوند. از سوی دیگر در گمانه GW2-3، اسمکتیت در ۱۰۸۰۰ تا ۱۱۶۰۰ سال (۵/۴ تا ۵/۸ متر) به تنهایی دیده می‌شود. در همین گمانه در افق ۳۶۰۰ تا ۴۰۰۰ سال (۱/۸ تا ۲ متر) اسمکتیت،

رسی) بیشتر به منطقه شده است. تعداد و طول دوره‌های خشک با توجه به موقعیت مغزه‌ها متفاوت است به گونه‌ای که تعداد دوره‌های خشک در گمانه‌های حاشیه‌ای بیشتر (۳ تا ۵ دوره) و در گمانه‌های مرکزی یا به سمت مرکز کمتر (۱ تا ۳ دوره) است. به عبارت دیگر دوره‌های خشک در بخش‌های حاشیه‌ای تأثیرگذار بوده و در بخش‌های مرکزی که غالباً پوشیده از آب بوده است، خشکی‌ها اثر قابل توجهی نداشته است. با توجه به اینکه، فاصله شرقی‌ترین و غربی‌ترین مغزه‌ها در این مطالعه حدود ۷۰ کیلومتر است، ثبت این تغییرات در این فاصله مکانی منطقی به نظر می‌رسد.

و فرسایش مکانیکی در این حوضه غالب است. بنابراین کانی‌های رسی موجود در دریاچه ارومیه عموماً آواری هستند و از طریق حمل و نقل وارد حوضه شده‌اند. طی حدود ۲۰ هزار سال گذشته (پلستوسن انتهایی)، ضمن نوسانات آب و هوایی و اقلیمی که توسط تغییرات کانی‌شناسی و رسوب‌شناسی در دریاچه قابل مشاهده است، آب و هوای منطقه سرد و مرطوب‌تر بوده است، به طوری که تحت تأثیر این نوع اقلیم در گذشته که حاکی از تبخیر کمتر و رواناب‌ها و هرز آب‌های سطحی بیشتر در منطقه است، افزون بر افزایش تراز آب، باعث ورود رسوبات آواری (به ویژه کانی‌های

## کتابنگاری

- آدابی، م.، ۱۳۸۳- ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آریز زمین، ۴۴۸ ص.
- امینی، ع.، شاه حسینی، م.، محمدی، ع. و شهرابی، م.، ۱۳۸۸- ویژگی‌های رسوب‌شناسی و منشأ نهشته‌های دریاچه ارومیه در حاشیه بزرگراه شهید کلاتری. فصل‌نامه علوم زمین. سال نوزدهم. شماره ۷۴. صص ۵۷ تا ۶۸.
- پورکرمانی، م. و صدیق، ح.، ۱۳۸۲- پدیده‌های ژئومورفولوژیکی گسل تبریز. مجله جغرافیا و توسعه. شماره ۲، صص ۳۷ تا ۴۴.
- تقوی، ل.، طیبی، ص.، طیبی، س. و کریمیان، ب.، ۱۳۹۲- تحلیل اقلیم دیرینه بخش شمالی تالاب گاوخونی با استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی، فصل‌نامه تالاب اکویولوژی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهواز. سال پنجم، شماره ۱۶، صص ۵۳ تا ۶۲.
- درویشی خاتونی، ج.، نریمی‌سا، س. و محمدی، ع.، ۱۳۸۹- بیلان عمومی آب حوضه آبریز غرب دریاچه ارومیه، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، دانشگاه ارومیه ایران.
- درویشی خاتونی، ج. و محمدی، ع.، ۱۳۹۰- گزارش لیمنولوژی و پالئولیمنولوژی دریاچه ارومیه، فاز III: پالئوکلیماتولوژی، پالئوآکولوژی و پالئوژئوگرافی، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۲۰ ص.
- شاه‌حسینی، م.، ۱۳۸۲- رسوب‌شناسی بستر دریاچه ارومیه در بخش میانی بزرگراه شهید کلاتری با نگرشی ویژه به منشأ رسوبات، به راهنمایی دکتر عبدالحسین امینی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۹۸ ص.
- شهرابی، م.، ۱۳۷۳- شرح زمین‌شناسی چهارگوش ارومیه، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عبدی، ل.، ۱۳۸۹- ژئوشیمی رسوبات تبخیری پلاهای میقان اراک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، ۱۶۶ ص.
- لک، ر.، ۱۳۸۶- بررسی رسوب‌شناسی، هیدروشنیمی و روند تکاملی شورابه دریاچه مهارلو، شیراز؛ رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۸۸ ص.
- لک، ر.، ۱۳۹۰- مطالعات پالئولیمنولوژی و علل کاهش ناگهانی سطح آب دریاچه ارومیه. فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی. سال ۷، شماره ۴، صص ۳۴۳ تا ۳۵۸.
- محمدی، ع.، ۱۳۸۴- بررسی تاریخچه رسوبگذاری هولوسن دریاچه ارومیه بر اساس مطالعه مغزه‌های تهیه شده در مسیر بزرگراه شهید کلاتری، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران. ۱۲۷ ص.
- محمدی، ع.، لک، ر. و درویشی خاتونی، ج.، ۱۳۸۹- بررسی تاریخچه رسوبگذاری هولوسن دریاچه ارومیه بر اساس مغزه‌های رسوبی تهیه شده از غرب دریاچه (جنوب بزرگراه شهید کلاتری). چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، دانشگاه ارومیه.
- محمدی، ع. و لک، ر.، ۱۳۸۴- بررسی منشأ رس‌های دریاچه ارومیه بر اساس مطالعه مغزه‌های به دست آمده از بستر و نمونه‌های حاصل از رودخانه‌های منتهی به دریاچه. ششمین همایش علوم و فنون دریایی.

## References

- Adatte, T., Keller, G. and Stinnesbeck, W., 2002- Late Cretaceous to early Paleocene climate and sea level fluctuations: the Tunisian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178, 165-196.
- Alipour, S., 2006- Hydrogeochemistry of seasonal variation of Urmia Salt Lake, Iran. *Saline systems*, v. 2, n. 9, 19p.
- Bergaya, F., Theng, B. K. G. and Lagaly, G., 2006- *Clays and clay minerals*. Elsevier, Amsterdam, 1246p.
- Biscaye, P. E., 1965- Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans: *Geological Society of America Bulletin*, 76, 803-832.
- Blair, F. J. and Aland, H. W., 1983- Clay minerals of lake Abert, an Alkaline, saline lake, *Clays and Clay Minerals*, 31, 161-172.
- Bockheim, J.G. and Gennadiyev, A. N., 2000- The role of soil-forming processes in the definition of taxa in Soil Taxonomy and the World Soil Reference Base: *Geoderma*, 95, 53-72.
- Borchardt, G., 1989- Smectites. pp. 675-727.
- Brindley, G. W. and Brown, G., 1980- *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*. Inorganic Society, London. Monograph no. 5, 495p.
- Chamley, H., 1989- *Clay Sedimentology*. Berlin, Springer-Verlag. CNN 1997. Hurricane Nora hovers off Mexican coast. [www.cnn.com/WEATHER/9709/19/hurricane.nora](http://www.cnn.com/WEATHER/9709/19/hurricane.nora).
- Deconinck, J. F., Amedro, F., Baudin, F., Godet, A., Pellenard, P., Robaszynski, F. and Zimmerlin, I., 2005- Late Cretaceous palaeoenvironments expressed by the clay mineralogy of Cenomanian – Campanian chalks from the east of the Paris Basin Cretaceous. *Research*, 26, 171-179.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1966- *An introduction to the rock forming minerals*. Longman, New York, 528p.



- Droste, J. B., 1961- Clay Minerals in the Playa Sediments of the Mojave Desert, California. San Francisco, California Division of Mines, 1-21p.
- Esmaeili Dahesht, L., Negarestan, H., Eimanifar, A., Mohebbi, F. and Ahmadi, R., 2010- The fluctuations of physicochemical factors and phytoplankton populations of Urmia Lake, Iran. *Iranian Journal of Fisheries Sciences*, Vol. 9 (3): 368-381.
- Fayazi, F., Lak, R., Rezaei-Moghaddam, M. H. and Saghafi, M., 2007- A change-detection application on the evolution of Kahak playa (South Khorasan province, Iran). *Environmental Geology*, 51, 565–579.
- Günther, R. T., 1899- Contributions to the geography of Lake Urmia and its neighbourhood. *Geographical Journal*, Vol. 14: 504-523.
- Hillier, S., 1995- Erosion, Sedimentation and Sedimentary Origin of Clays. *Origin and Mineralogy of Clays. Clays and the Environment*. B. Velde, Berlin, Springer-Verlag, p.162-219 .
- Hillock, R., 1965- Notes on a Playa Lake Core, Bushland, Texas. *The Compass of Sigma Gamma Epsilon*, 431, 46-50.
- Horiuchi, K., Minoura, K., Hoshino, K., Oda, T., Nakamura, T. and Kawai, T., 2000- Palaeoenvironmental history of Lake Baikal during the last 23000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 157, 95-108.
- Inglés, M., Salvany, J. M., Muñoz, A. and Pérez, A., 1998- Relationship of mineralogy to depositional environments in the non-marine Tertiary mudstones of the southwestern Ebro Basin Spain. *Sedimentary Geology*, 116, 159-176.
- Jeong, G. Y., Yoon, H. I. and Lee, S. Y., 2004- Chemistry and microstructures of clay particles in smectite-rich shelf sediments, South Shetlands, Antarctica. *Marine Geology*, 209, 19-30.
- Kelts, K. and Shahrabi, M., 1986- Holocene sedimentology of hypersaline Lake Urmia, Northwestern Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 54, Issues 1–4, 15 May 1986, Pages 105-130.
- Khalili, M. and Safaei, H., 2002- Identification of clastic-evaporite units in Abar-Kuh playa (central Iran) by processing of satellite digital data. *Carbonates and Evaporites*, 17, 17-24.
- Khalili, M. and Torabi, H., 2003- The explotion of sodium-sulphate in Aran playa, Kashan, central Iran. *Carbonates and Evaporites*, 18, 120-124.
- Khormali, F. and Abtahi, A., 2003- Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province, southern Iran. *Clay Minerals*, 38, 511-527.
- Khormali, F., Abtahi, A. and Owliaie, H. R., 2005- Late Mesozoic Cenozoic clay mineral successions of southern Iran and their palaeoclimatic implications. *Clay Minerals*, 40, 191-203.
- Krinsley, D. B., 1970- *Geomorphological and paleoclimatological Studies of the Playa of Iran*. US Government Printing Office Washington D.C, v. 20, 402p.
- Li, J., Lowenstein, T. K., Brown, C. B., Ku, T. L. and Luo, S., 1996- A 100 ka record of water tables and paleoclimates from salt cores, Death Valley, California. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology Journal*, Vol. 123:179-203.
- MacKenzie, J. A., 1981- Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkha of Abu Dhabi, U.A.E: a stable isotope study, *geology Journal*, Vol. 89:158-198.
- Masui, J. I., 1954- Studies on the genesis of clay minerals in soil relation between the clay minerals present and the parent materials at Mt. Katasone, Fukushima prefecture, Japan. *Journal of Agricultural Research*, 2, 97-116.
- Moore, D. M. and Reynolds, R. C., 1989- *X-Ray diffraction and the identification and analysis of Clay minerals*. New York, Oxford university press, 332p.
- Nelson, S. A., 2006- clayminerals: *Earth Materials*, 211p. Net, I. L., Alonso, M. S. and Limarino, C. O., 2002- Source rock and environmental control on clay mineral associations, Lower Section of Paganzo Group Carboniferous, Northwest Argentina. *Sedimentary Geology*, 152, 183-199.
- Nolan, S. R., Bloemendal, J., Boyle, J. F., Jones, R. T., Oldfield, F. and Whitney, M., 1999- Mineral magnetic and geochemical records of late Glacial climatic change from two northwest European carbonate lakes. *Journal of Paleolimnology*, 22, 97-107.
- Oliveira, A., Vitorino, J., Rodrigues, A., Jouanneau, J. M., Dias, J. M. A. and Weber, A. 2002- Nepheloid layer dynamics of the northern Portuguese shelf: *Progress in Oceanography*, 52, 195–213.
- Pakzad, H. R. and Ajalloeian, R., 2004- Geochemistry of the Gavkhoni playa lake brine. *Carbonates and Evaporites*, 19, 67-74.
- Pakzad, H. R. and Fayazi, F., 2007- Sedimentology and Stratigraphic sequence of the Gavkhoni playa lake, SE Esfahan, Iran. *Carbonates and Evaporites*, 22, 93-100.
- Pakzad, H. R. and Kulke, H., 2007- Geomorfological features in the Gavkhoni playa lake, SE Esfahan, Iran. *Carbonates and Evaporites*, 22, 1-5.
- Piovano, E. L., Ariztegui, D. and Moreiras, S. D., 2002- Recent changes in Laguna Mar Chiquita central Argentina: a sedimentary model for a highly variable saline lake. *Sedimentology*, 49, 1371-1384.
- Rezaei-Moghaddam, M. H. and Saghafi, M., 2006- A change-detection application on the evolution of Kahak playa (South Khorasan province, Iran). *Environmental Geology*, 51, 565–579.
- Ruffel, A. and Worden, R., 2000- Palaeoclimate analysis using spectral gamma-ray data from the Aptian Cretaceous of southern England and southern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 265-283.
- Shoffner, L. R., 2000- The sedimentology, stratigraphy and chemistry of playa lake deposits resulting from Hurricane Nora in the Chapala basin, Baja California, Mexico. M.S. Thesis, Miami University, Oxford, Ohio, 156 p.
- Stanley, D. J., Mart, Y. and Nir, Y., 1998- Clay Mineral Distributions to Interpret Nile Cell Provenance and Dispersal: II. Coastal Plain from Nile Delta to Northern Israel. *Journal of Coastal Research*, 13, 506-533.

- Stuben, D., Kramar, U., Berner, Z., Stinnesbeck, W., Keller, G. and Adatte, T., 2002- Trace elements, stable isotopes, and mineralogy the Elles K-T boundary section in Tunisia: indications sea level fluctuations and primary productivity. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178, 321-345.
- Tanner, L. H., 1994- Distribution and origin of clay minerals in the Lower Jurassic McCoy Brook Formation, Minas Basin, Nova Scotia. *Sedimentary Geology*, 92, 229-239.
- Tucker, M. E., 2001- *Sedimentary Petrology: an introduction to the origion of sedimentary rocks*. Blackwell, Scientific Publication, London, 260p.
- Valero-Garces, B. L., Delgado-Huertas, A., Navas, J. M., Gonzalez-Samperiz, P. and Kelts, K., 2000- Quaternary Paleohydrological evolution of a playa lake: Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain. *Sedimentology*, 47, 1135-1156.
- Wall, G. I. and Walling, L. P., 1976- Mineralogy and related parameters of fluvial suspended in northwestern Ohio, *Journal of Environmental Quality*, v. 5, p. 168-173.
- Walling, D. E., Russell, M. A., Hodg Kinson, R. and Zhang, Y., 2002- Establishing sediment budgets for two small lowland agricultural catchment in the UK. *Catena*, 47, 323-353.
- Wood, P. A., 1978- Fine-sediment mineralogy of source rocks and suspended sediment, Rother cathment, West Sussex. *Earth Surface Processes and Land Forms*.
- Zhou, Ch. H. and Keeling, J., 2013- Fundamental and applied research on clay minerals: From climate and environment to nanotechnology., *Applied Clay Science*, Volume 74, Pages 3-9.

# Evaluation of past climate change in Urmia lake, according to clay minerals

Sh. Erfan<sup>1</sup>, K. Rezaei<sup>2\*</sup>, R. Lak<sup>3</sup> and S. M. Ale Ali<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Ph.D., Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Assistant Professor, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Assistant Professor, Research Institute for Earth Science, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

<sup>4</sup>Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Received: 2016 September 10

Accepted: 2019 September 29

## Abstract

Lake Urmia is the greatest hyper saline Lake in the world. This Lake, located in Azerbaijan area, Northwest of Iran is an intra-continental sedimentary basin. Its area is about 6000 km<sup>2</sup> with an average water depth of 6 meter. Evaluation of past climate change in Lake Urmia, according to Clay Minerals, is the main subject for current study. For mineralogical and sedimentological investigations 18 sediment cores were collected from the east and west of Urmia lake. 96 samples from 18 sediment cores in transect to the center of lake were collected and studied by X-ray diffraction (XRD) technique. The clay minerals include Kaolinite, Illite and Montmorillonite. Kaolinite and Illite are the most important clay minerals in the Coastal plain of Urmia lake. Origins of clay minerals in the Coastal plain of Urmia lake are generally detrital, occurred by physical weathering and indicate composition of bed rock. The study of surface sediments indicates that amount of clay minerals from margin to center of the lake such as another detrital mineral (Quartz) is decreased. In addition, amount of them towards depth is increased. Therefore, it shows the presence of a high water level and cold - humid climate in the past (late Pleistocene).

**Keywords:** Clay Minerals, Kaolinite, Illite, Paleoclimate, Urmia lake.

For Persian Version see pages 123 to 136

\*Corresponding author: K. Rezaei; E-mail: khalil.rezaei@khu.ac.ir