

پژوهشکده علوم زمین
سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی



سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

پژوهشکده علوم زمین

پتانسیل یابی شورابه سطحی دریاچه ارومیه

بر اساس داده های اخذ شده از برداشت های میدانی

زمستان 97

1397

پیش‌گفتار

قرارگیری دریاچه ارومیه در آستانه بحرانی زیست‌محیطی در مقیاس بین‌المللی در سال‌های منتهی به سال ۱۳۹۲ شمسی و مطالبات مردم شریف منطقه، هیأت محترم وزیران را بر آن داشت که در اولین جلسه خود در دولت یازدهم، طی مصوبه شماره ۴۹۵۰۳/۱۱۱۱۴۶ مورخ ۱۳۹۲/۰۵/۲۸، تشکیل کارگروه نجات دریاچه ارومیه را به تصویب رسانند که پس از بررسی‌های گروه‌های کارشناسی، ۱۹ طرح اولویت‌دار جهت نجات دریاچه ارومیه در جلسه ۱۳۹۲/۰۷/۱۶ کارگروه نجات دریاچه ارومیه تصویب گردید.

به منظور تمرکز و تسریع در روند اقدامات مرتبط با احیای دریاچه ارومیه، پیشنهاد تشکیل «کارگروه ملی نجات دریاچه ارومیه» در جلسه مورخ ۱۳۹۲/۱۱/۰۲ هیأت محترم وزیران مطرح و به موجب اختیارات اصل ۱۳۸ قانون اساسی، طبق مصوبه شماره ۴۹۵۰۳/۱۷۰۰۹۲ مورخ ۱۳۹۲/۱۱/۱۲، مقرر گردید که ریاست کارگروه بر عهده معاون اول محترم رئیس‌جمهور باشد و جناب آقای دکتر عیسی کلانتری به عنوان دبیر کارگروه و مدیر اجرایی احیای دریاچه ارومیه تعیین گردیدند. ۷ وزیر، ۲ معاون رئیس‌جمهور و ۳ استاندار حوضه آبریز نیز به عنوان اعضای این کارگروه معرفی شدند.

در گام بعدی، ستاد احیای دریاچه ارومیه ضمن ایجاد کمیته‌های تخصصی شش‌گانه، ۲۰ کارگروه تخصصی، انجام مطالعات تطبیقی و ایجاد شوراهای منطقه‌ای، ضمن برگزاری ۹۸ جلسه متنوع کارشناسی و مدیریتی و بهره‌گیری از نظرات بیش از ۷۵۰ نفر از متخصصان داخلی و بین‌المللی در بازه زمانی ۱۳۶ روزه (از ۱۳۹۲/۱۱/۰۲ تا ۱۳۹۳/۰۳/۱۷)، اقدام به تدوین و اجرای یک نقشه راه جامع در راستای احیای دریاچه ارومیه نمود که نقشه راه مذکور در جلسه مورخ ۱۳۹۳/۰۴/۰۸ به ریاست رئیس‌جمهور محترم جناب آقای دکتر روحانی، ارائه و مورد تصویب قرار گرفت و دستور شروع عملیات اجرایی راه‌کارهای مصوب توسط ایشان صادر گردید. کارگروه ملی نجات دریاچه ارومیه نیز طی مصوبه شماره ۴۹۵۰۳/۵۷۵۴۲ مورخ ۱۳۹۳/۰۵/۲۵ به طور رسمی مسئولیت مطالعه و طراحی طرح نجات دریاچه ارومیه را به دانشگاه صنعتی شریف سپرد.

در کنار دستاوردهای میدانی متعدد حاصل از طرح ملی نجات دریاچه ارومیه از جمله قرار گرفتن دریاچه در مسیر احیای پایدار و رفع مخاطرات بهداشتی و سلامتی، نقش محوری دانشگاه‌های ملی و استانی در کلیه امور مطالعه و پایش، شاخصه‌ای کم‌نظیر در پروژه بوده که توانسته است ضمن خلق تعاملی پویا و چندسویه با دستگاه‌های اجرایی، روح اقدامات علمی-پژوهشی را در کالبد همه پروژه‌های ذیل طرح، جاری نمایند.

لذا با هدف شفاف‌سازی اقدامات مطالعاتی و پژوهشی انجام شده و نیز به منظور فراهم شدن امکان استفاده مجامع علمی در رشته‌های مختلف دانشگاهی از آب (هیدرولوژی، آب زیرزمینی، هیدرولیک و هیدرودینامیک)، محیط‌زیست، اکولوژی و لیمنولوژی گرفته تا اقتصاد و جامعه‌شناسی از دانش بومی تولید شده در این طرح ملی، کلیه مطالعات انجام شده توسط دبیرخانه کارگروه در کتابخانه مرکزی دانشگاه صنعتی شریف در دسترس پژوهشگران محترم قرار گرفته است. یقیناً تدارک مطالعه و پژوهش در این منابع بومی ارزشمند که حاصل سال‌ها تلاش مجدانه محققان تراز اول داخلی و بین‌المللی بوده، سرآغازی خواهد بود برای تداوم نهضت علمی شکل گرفته و به زودی با بروز جهشی علمی در بستر استثنایی پدید آمده، شاهد شکوفایی برکات این گردش آزاد اطلاعات در اقصی نقاط کشور خواهیم بود.

کلیه تعبیر، نتایج و تفاسیری که در این اثر ذکر شده‌اند، محصول تلاش‌های نویسندگان (یا نویسندگان) آن بوده و لزوماً منعکس‌کننده دیدگاه‌های دبیرخانه کارگروه ملی نجات دریاچه ارومیه نیست. لذا مسئولیت صحت کلیه اطلاعات و نتایجی که توسط این اثر در دسترس عموم قرار می‌گیرد، به عهده نویسندگان (یا نویسندگان) آن می‌باشد.



1	هدف	9.....
2	مقدمه	9.....
3	تاریخچه مطالعات نمک	11.....
4	دریاچه های فوق اشباع (Hyper Saline Lake)	16.....
5	تکامل شیمی شورابه در پلایا	17.....
6	مطالعات پیشین تیپ شورابه دریاچه ارومیه	19.....
7	منابع تأمین کننده یونهای دریاچه ارومیه	21.....
8	حوضه آبریز دریاچه ارومیه	22.....
9	دبی حوضه و تقسیمات زیر حوضه ای	25.....
9.1	زیرحوضه آجی چای	26.....
9.2	زیر حوضه صوفی چای	27.....
9.3	زیرحوضه زرینه رود- سیمینه رود	28.....
9.4	زیرحوضه مهاباد چای	31.....
9.5	زیر حوضه نازلو چای	33.....
9.6	زیرحوضه زولاچای	35.....
9.7	زیر حوضه تسوج	36.....
9.8	زیرحوضه شبستر	37.....
10	زمین شناسی حوضه آبریز دریاچه ارومیه	39.....
10.1	دشتهای حوضه دریاچه ارومیه	39.....

40.....	واحد‌های زمین ساختی	10.2
40.....	زون ارومیه- همدان	10.2.1
40.....	زون آمیزه رنگین	10.2.2
40.....	زون ایران مرکزی	10.2.3
40.....	زون البرز- آذربایجان	10.2.4
42.....	زمین شناسی حوضه آبریز دریاچه ارومیه	10.3
43.....	زمین شناسی زیر حوضه زولاچای (زیر حوضه 1)	10.3.1
44.....	زمین شناسی زیر حوضه تسوج (زیر حوضه 2)	10.3.2
44.....	زمین شناسی زیر حوضه آجی چای (زیر حوضه 3)	10.3.3
45.....	زمین شناسی زیر حوضه جزایر و حاشیه پیکره آبی دریاچه ارومیه (زیر حوضه 4)	10.3.4
45.....	زمین شناسی زیر حوضه صوفی چای (زیر حوضه 5)	10.3.5
46.....	زمین شناسی زیر حوضه زرینه رود (زیر حوضه 6)	10.3.6
46.....	زمین شناسی زیر حوضه سیمینه رود (زیر حوضه 7)	10.3.7
47.....	زمین شناسی زیر حوضه مهاباد چای (زیر حوضه 8)	10.3.8
48.....	زمین شناسی ساختمانی و زمین ساخت دریاچه ارومیه و پیرامون آن	11
49.....	جنبش زمین ساختی پرکامبرین پسین:	11.1
49.....	جنبش های زمین ساختی پالئوزویک:	11.2
49.....	جنبش های زمین سختی کیمرین پیشین:	11.2.1
49.....	جنبش های زمین شناختی کیمرین پسین:	11.2.2
50.....	جنبش های زمین ساختی کرتاسه بالایی:	11.2.3

50.....	جنبش های زمین ساختی لارامید	11.2.4
50.....	جنبش های زمین ساختی آلی	11.2.5
51.....	اثر سازندهای زمین شناسی بر منابع آب حوضه آبریز دریاچه ارومیه	12
52.....	چگونگی تشکیل دریاچه ارومیه	13
55.....	زمین شناسی دریاچه ارومیه	14
57.....	نهشته های دریاچه ارومیه	14.1
57.....	نهشت های آواری	14.1.1
57.....	نهشت های برجا	14.1.2
59.....	دولومیت	14.1.3
61.....	اصول و تکنیک های تفسیر ومدلسازی داده ها	15
62.....	مراحل تفسیر داده ها	16
63.....	بررسی نقشه های شدت میدان مغناطیسی کل	16.1
65.....	بررسی نقشه برگردان به قطب	16.2
65.....	نقشه مشتق اول در جهت قائم	16.3
66.....	تفسیر داده های رادیومتری	16.4
66.....	کاربردهای نقشه های رادیومتری	17
69.....	تفسیر منطقه مورد مطالعه	18
75.....	تفسیر داده های رادیومتری	19
80.....	بررسی خطواره های مغناطیسی منطقه	19.1
83.....	تفسیر کمی داده های مغناطیس سنجی	20

20.1	روش تیلِت_ عمق (Tilt – Depth)	83.....
20.1.1	کاربرد روش زاویه تیلِت بر روی داده‌های مغناطیسی جهت تعیین ضخامت رسوبات	86.....
20.2	روش دیکانولوشن اوپلر (Euler deconvolution)	89.....
20.2.1	روش دیکانولوشن اوپلر بر روی داده‌های مغناطیسی جهت تعیین عمق	92.....
21	روش مطالعه	96.....
21.1	جمع آوری اطلاعات و تهیه بانک اطلاعاتی از منابع داخلی و خارجی	96.....
21.2	عملیات صحرایی و نمونه برداری	96.....
21.3	عملیات آزمایشگاهی	96.....
21.4	پردازش داده ها	96.....
21.1	جمع آوری اطلاعات و تهیه بانک اطلاعاتی از منابع داخلی و خارجی	96.....
21.2	عملیات میدانی	97.....
21.3	پردازش داده ها	130.....
21.3.1	Arc Map 10.4	130.....
21.3.2	IBM SPSS Statistics 21	130.....
21.3.3	Rock Works 16	130.....
21.3.4	AQUA	130.....
21.3.5	AQUACHEM	130.....
21.4	عملیات آزمایشگاهی	133.....
21.4.1	دستورالعمل اندازه گیری سدیم و پتاسیم (Na^+ , K^+)	133.....
21.4.2	دستورالعمل اندازه گیری یونهای منیزیم و کلسیم (Mg^{2+} , Ca^{2+})	134.....
21.4.3	دستورالعمل اندازه گیری یون کلر (Cl^-)	134.....

135.....	دستورالعمل اندازه گیری یون سولفات (SO_4^{2-})	21.4.4
135.....	اندازه گیری یونهای کربنات و بی کربنات (HCO_3^- , CO_3^{2-})	21.4.5
135.....	نتایج، پردازش، تجزیه و تحلیل داده ها	21.5
160.....	تفسیر ترکیب شیمیایی و تکامل شورابه	21.6
163.....	بررسی رفتار سدیم در شورابه	21.6.1
166.....	بررسی رفتار پتاسیم در شورابه	21.6.2
168.....	بررسی رفتار منیزیم در شورابه	21.6.3
172.....	شناسایی مناطق با ارزش اقتصادی	22
174.....	زیر حوضه آبریز تسوج	22.1
175.....	زیر حوضه آبریز زولا چای (سلماس)	22.2
176.....	زیر حوضه آبریز شبستر	22.3
179.....	نتیجه گیری	23
179.....	هیدروژئوشیمی دریاچه	23.1
179.....	مکان یابی	23.2
180.....	پیشنهادهای	24
181.....	منابع	25

1 هدف:

هدف از انجام این تحقیق مطالعات و پایش کیفیت شورابه سطحی، زیر سطحی و نمک ها در فصول تر سالی و خشک سالی، بررسی پتانسیل املاح اقتصادی شورابه های محیط پلایایی- دریاچه ای، ارتباط کانی ها و املاح تبخیری با شورابه ها و تعیین ارزش اقتصادی شورابه دریاچه ارومیه جهت استحصال می باشد.

با توجه به اهمیت اکولوژیکی، ارزش اقتصادی و لیمونولوژی دریاچه ارومیه در سطح ملی و بین المللی و از سوی دیگر مشکلات عدیده ای که گریبان گیر اکوسیستم دریاچه ارومیه گردیده است، ضرورت تحقیق و بررسی بیشتری که مطابق با آخرین تغییرات دریاچه باشد، احساس می گردد. مهم ترین هدف مطالعه در این پروژه شناسایی ترکیب شیمیایی نمک ها، شورابه دریاچه و کمک به احیای دریاچه ارومیه با ایجاد فرصتی مناسب جهت معیشت جایگزین می باشد.

لازم به ذکر است این پروژه بر اساس قرارداد فی ما بین ستاد احیا دریاچه ارومیه (دانشگاه شریف) و پژوهشکده علوم زمین مبنی بر مطالعات پتانسیل یابی املاح دریاچه ارومیه تعریف شده است.

2 مقدمه

اکثر کشور های دنیا دارای حداقل یک منبع شورابه می باشند که حاوی مواد معدنی با ارزش اقتصادی می باشد. این معادن در 4 منشا شناسایی شده است.

- 2.1 دریا ها و اقیانوس های دنیا بزرگترین منبع شورابه هستند. صد ها شرکت، کلرید سدیم (NaCl) که اصطلاحاً هالیت نامیده میشود را از آب دریا استخراج می کنند. تولید نمک کلروسدیم در مقیاس فوق العاده زیادی می باشد. ولی ترکیبات منیزیم، پتاسیم و کلسیم نیز از شورابه دریا به دست می آید.
- 2.2 دومین منبع شورابه، دریاچه ها می باشند. به عنوان مثال از بحر المیت در فلسطین اشغالی و اردن مقدار بسیار زیادی کلروید منیزیم (MgCl_2) ، کلروید پتاسیم (KCl) و کلرید سدیم (NaCl) تولید می شود. دریاچه بزرگ نمک (Great Salt Lake) در یوتا، بزرگترین دریاچه نمک در آمریکا و نیمکره غربی جهان می باشد. از شورابه این دریاچه کلرید سدیم، عنصر منیزیم، کلرید منیزیم، سولفات سدیم (Na_2SO_4) و سولفات منیزیم (Mg_2SO_4) تولید می شود. از دیگر دریاچه های شور جهان میتوان به ، دریاچه Qinghai در چین، Tuzgolü در ترکیه، دریاچه Aral در روسیه، دریاچه ارومیه و دریای خزر در ایران اشاره کرد. حدود هزار دریاچه نمک کوچک در اکثر کشورهای جهان پخش شده اند. اکثر این دریاچه ها حاوی کلرید سدیم هستند اما شورابه تمامی دریاچه ها حاوی یون های منیزیم، پتاسیم، کلسیم، بر، لیتیم، سولفات کربنات و نیترات نمی باشند.
- 2.3 سومین منبع شورابه، آب های زیر زمینی هستند. شورابه های زیر زمینی در واقع نتیجه خشک شدن دریاچه ها قدیم و باقی ماندن شورابه در بستر نمک ها می باشد. این رسوب ها ممکن است کاملاً در زیر زمین مدفون شده باشند. و یا بر روی سطح وجود داشته باشند. تعدادی از این بستر ها تا عمق صد متر ضخامت دارند. بستر نمک آتاکاما (Atacama) در شیلی، بیشتر از سیصد متر ضخامت دارد. این بستر های نمکی حاوی شورابه های هستند که به درون حوضچه های خورشیدی پمپ شده و به عنوان خوراک برای تولید کلرید لیتیم (LiCl_2) ، کلرید پتاسیم (KCl) و کلرید منیزیم (MgCl_2) به کار میروند. دریاچه سیرلز (Searles Lake) در کالیفرنیا شبیه یک دریاچه قدیمی در حال خشک شدن می باشد. شورابه حاصل از رسوبات این دریاچه برای تهیه کربنات سدیم (Na_2CO_3)، براکس ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH}) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$)، سولفات سدیم، کلرید پتاسیم و سولفات پتاسیم (K_2SO_4) استفاده میشود.

2.4 چهارمین منبع شورابه از محلول های حاصل از معادن به دست می آید. پتاس در یوتا با استفاده از معدن کاری محلول (Solution mining) به دست می آید. قسمت اعظم کلرید سدیم خوراکی در آمریکا، اروپا و سایر بخش های دنیا از معدن کاری محلول تولید میشود. بستر های بزرگ نمک های پتاسیم در کانادا و بستر های وسیع موجود در ایالت یومینگ (Yvmyng) و کالیفرنیا به روش معدن کاری محلول استخراج میشوند. عناصر اصلی در شورابه های کل دنیا عبارت اند از سدیم، منیزیم، پتاسیم، کلسیم، لیتیم، بر، ید، فلوئور، کلر، سولفات، کربنات، بی کربنات و در بعضی از شورابه های نادر نیترات می باشد. کلیه یون های فلزی و نافلزی نامبرده شده به یکدیگر متصل هستند و آرایش پیچیده ای از نمک ها و مواد معدنی را به وجود می آورند. این مواد اصطلاحاً مواد تبخیری (Evaporates) نامیده میشوند.

3 تاریخچه مطالعات نمک:

واژه انگلیسی نمک Salt است که از کلمه لاتین Sal مشتق شده است و هالیت نیز ای هالوس که به زبان یونانی به معنای دریا است، گرفته است. نمک از زمان های خیلی دور مورد استفاده انسان بوده چنانکه از حدود ۳۰۰۰ سال پیش از میلاد چینی ها نمک را موردشناسایی قرار داده بودند.

آیا می توان چیزی را بدون نمک خورد؟ این جمله اولین گزارش مکتوب در مورد نمک است که در حدود ۲۲۵۰ سال پیش از میلاد در کتاب حرفه ها آمده است. این که بشر دقیقاً چه زمانی از نمک برای اولین بار استفاده کرده و یا پی به نیاز خود به نمک برده، مشخص نیست. نیاکان ما احتمالاً مجذوب درخشندگی و جلای نمک های موجود در سواحل دریاچه ها یا کرانه های ساحلی شده و بعد تحت تأثیر طعم آن قرار گرفته و بزودی دانستند که جویدن قطعه ای بزرگ از نمک ممکن است سبب بیماری آن ها شده اما طعم غذا با مقدار کمی از آن خیلی بهتر می شود. نمک در عصر حجر به عنوان شیئی جهت مبادله کالا مورد استفاده قرار می گرفته است و جاده نمک در دنیای قدیم از هند به بحرالْمیت کشیده شده بود. علاوه بر آن نمک در گذشته به صورت وسیله پرداخت حقوق نیز بوده چنان که بخشی از حقوق سربازان سزار نمک پرداخت می شده است. در زمان های قدیم نمک در مراسم مذهبی هم نقش داشته، کشتی گیران سامو ژاپن در حال حاضر هم پیش از شروع مسابقه با ریختن مشتی نمک به درون رینگ مسابقه، در نظر خود ارواح خبیثه را دفع

می کنند. سفید پوستان قاره آمریکا نخستین تلاش ها را در تولید نمک در سال ۱۶۱۴ میلادی انجام داده اند ولی اولین تولید تجاری آن در سال ۱۷۵۳ میلادی و از لیسه گاه های نمکی کاناوا بوده است. هندی ها پیش از امریکائی ها نمک را از چشمه های نمک ساز بدست می آورده اند. اولین استخراج نمک از گنبد نمکی جزیره اوری و به سال ۱۸۶۲ میلادی صورت گرفته است. نمک در ایران شاید از شش هزار سال قبل از میلاد مورد استفاده قرار گرفته باشد، از زمان استقرار آریایی ها نمک در ایران مصرف می شده است. در دوره های بعد در کتب مورخین یونانی (مثلا هردوت) به معادن نمک ایران اشاره شده است (حلمی، ۱۳۷۹).

تاریخچه تحقیقات علمی در زمینه مطالعه و بررسی پتانسیل اقتصادی رسوبات تبخیری و نمک ها، نه تنها در ایران بلکه در سایر نقاط جهان سابقه چندانی ندارد. با این حال تاکنون مطالعات زیادی بر روی این مناطق در دنیا انجام شده است. از آن جمله به پاره ای مطالعات اساسی که کمک زیادی به شناخت این موضوع نموده است و در مطالعات اقتصادی مورد استفاده محققان قرار می گیرد می توان اشاره کرد.

طبق سوابق موجود مطالعه و بررسی ویژگی های زیست محیطی و آب شناسی دریاچه ارومیه از سابقه ای ۲۰۰ ساله برخوردار است. نخستین بررسی جامع بر روی ترکیب شیمیایی آب دریاچه توسط شلیمر (1891) انجام شده و نخستین بررسی جامع توسط طبیعی دان انگلیسی (Gunther, 1899) صورت گرفته است (Shlimard, 1891).

Shirokokoro در سال ۱۹۱۵ میلادی مطالعاتی بر روی مینرالوژی آب های چشمه های ایران داشتند که در طی بررسی های شان آب چشمه روستای قره باغ را مورد آنالیز قرار دادند که نتایج به دست آمده در آن زمان به این شرح می باشد.

NaCl= 34 gr/lit

Mg compounds= 5 gr/lit

Unknown elements= 138 gr/lit

در سال ۱۹۱۷ پرفسور Wag Khlopin تجزیه شیمیایی آب دریاچه را از حوالی خلیج قره باغ ارائه می کند. وی املاح ارومیه را به شرح زیر ارائه کرده است

NaCl= 34.029 gr/lit

Ca(SO₄)₂=0.303 gr/lit

Mg(CO₃)₂=2.543 gr/lit

CaCl= 0.175 gr/lit

Mg(SO₄)₂= 2.543 gr/lit

MgCl=2.26 gr/lit

آبرنگی در سال 1951 میلادی نتایج باقیمانده خشک دریاچه ارومیه را در زمان کم آبی و پر آبی ارائه می دهد
(مهندسین مشاور معدن آفرین در، 1380).

TDS (Low water levels) =321.9 gr/lit

TDS (High Water Levels) = 296.2 gr/lit

در سال 1959 میلادی وزارت صنایع و معادن وقت از یک متخصص تاسیسات املاح بحرالمیت به نام Block جهت بررسی منابع پتاس در ایران دعوت بعمل آورد و وی تولید سالانه 50 هزار تن پتاس را از دریاچه پیشنهاد نمود(گزارش طرح استحصال املاح از آب دریاچه ارومیه، 1381).

در سال 1343 شمسی وزارت اقتصاد در امکان سنجی توسعه صنعتی آذربایجان تجزیه شیمیایی دریاچه ارومیه را به شرح زیر اعلام کرد(مهندسین مشاور معدن آفرین در، 1380).

NaCl 65.30 gr/lit

KCl= 0.52 – 5 gr/lit

Cl= 189.10 – 43.30 gr/lit

Br= 0.41 – 0.07 gr/lit

امور مطالعات منابع آب آذربایجان شرقی و غربی بین سال های 1352 تا 1362 به مطالعه آب دریاچه ارومیه پرداخته اند. از نتایج آزمایشات سال 1352 که مربوط به بخش شمال شرقی دریاچه می باشد، می توان به موارد زیر اشاره کرد.

K=1.6 gr/lit

Ca=0.48 gr/lit

SO₄-2=12.52 gr/lit

Mg= 8.19 gr/lit

Cl= 167.81 gr/lit

TDS=318.2 gr/lit

شرکت پتروشیمی ایران در سال 1352 شیمی بررسی ترکیب املاح با ارزش دریاچه ارومیه به منظور تامین نمک مورد نیاز انجام داده است (گزارش طرح استحصال املاح از آب دریاچه ارومیه، 1380). زمین شناسی دریاچه ارومیه توسط Keltz & Shahrabi در سال 1986 میلادی منتشر شده است. در این مطالعات رسوبات کف دریاچه مغزه گیری و مطالعه شده است که خصوص شورابه گفته شده است، دریاچه‌ای با آب شیرین بوده که به تدریج شورتر شده تا به حد فوق اشباع از نمک رسیده است (Keltz & Shahrabi, 1986). در همان سال مصطفی شهرابی گزارشی به نام "منابع اقتصادی دریاچه ارومیه" ارائه داد (Shahrabi, 1986).

در سال 1367، طرح بررسی املاح با ارزش دریاچه ارومیه با حمایت مالی سازمان بنیاد مستضعفان و توسط مهندسین مشاور انرژی و صنعت انجام داده است. بررسی مراحل ته نشست املاح بر اساس داده های اطلاعاتی و آزمایشگاهی انجام گرفته، گرچه نتایج حاصله با مدل تبخیر ایزوترمال آب دریاچه تحت شرایط تعادل پایدار و بدون واکنش با محلول های باقی مانده (مسیر تبلور بخشی) مطابقت دارد. لیکن نتایج حاصله در مورد مقادیر تبخیر و داده های مرتبط با غلظت یونی رسوبات نمک به علت مقادیر و حجم ناچیز باقیمانده شورابه و نمک در مراحل نهایی تبخیر از دقت زیادی برخوردار نیست (گزارش طرح استحصال املاح از آب دریاچه ارومیه، 1380).

طلوعی و همکاران در سال 1998 مطالعات آماری ژئوشیمیایی گسترده را بر اساس اطلاعات اداره آب منطقه ای استان در دریاچه ارومیه و حوضه آبریز آن انجام داد و در همان سال باوقار و همکارانش بر روی منشأ نمک دریاچه به مطالعه پرداختند (Touloie, 1998; 2000; Bavaghar et al., 1998).

دانشگر و اعظمی در سال 1996 میلادی به ترتیب بر روی ترکیب شیمیایی آب دریاچه در منطقه شرفخانه و منطقه حیدر آباد آزمایشاتی انجام داده اند (Aazami 1996). سازمان حفاظت محیط زیست در سال (1996 میلادی، 1375

شمسی) به نقل از Abich تجزیه شیمیایی آب دریاچه ارومیه را به شرح زیر ذکر کرد(مهندسین مشاور معدن آفرین در، 1380).

$$\text{Mg (SO}_4\text{)}_2 = 6.08 \text{ gr/lit}$$

$$\text{Ca (SO}_4\text{)}_2 = 0.34 \text{ gr/lit}$$

$$\text{CaCl} = 0.27 \text{ gr/lit}$$

$$\text{MgCl} = 5 - 6.94 \text{ gr/lit}$$

$$\text{NaCl} = 86.37 \text{ gr/lit}$$

$$\text{TDS} = 230 \text{ gr/lit}$$

سازمان حفاظت محیط زیست در سال 1996 میلادی نتایج تحقیقات Maneli در زمینه تجزیه شیمیایی دریاچه ارومیه را این گونه توضیح داد:

$$\text{NaCl} = 86.203 \text{ gr/lit}$$

$$\text{MgCl} = 6.816 \text{ gr/lit}$$

$$\text{Mg (SO}_4\text{)}_2 = 3.915 \text{ gr/lit}$$

$$\text{Ca (SO}_4\text{)}_2 = 1.151 \text{ gr/lit}$$

$$\text{KSO}_4 = 1.741 \text{ gr/lit}$$

افشار در سال 2000 میلادی بر روی تغییرات سالانه پارامترهای EC, TDS, DO, COD, BOD, TOC و وجود جیوه در خاک سطحی و آب های زیر زمینی دلتای جنوبی دریاچه (دلتای زربنه رود) تحقیقات خود را انجام داده است. در همان سال علیپور و همکارانش در بر روی ترکیبات و پارامترهای شیمیایی رود زربنه رود در دو بخش آب های سطحی و سفره های زیر زمینی، آزمایشاتی انجام داده اند (Alipout et al, 2000; Afshar, 2000).

شرکت مهندسین مشاور معدن آفرین در، در سال 1380 در قالب قرارداد با سازمان صنایع و معادن وقت استان آذربایجان غربی اقدام به عملیات صحرایی و مطالعات هیدروژئوشیمیایی گسترده ای با هدف بررسی امکان استحصال املاح آب

دریاچه ارومیه نمود و در نهایت گزارش مبسوطی با عنوان گزارش مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی امکان استحصال املاح آب دریاچه ارومیه منتشر شد.

صادقیان و برزگر در سال 1381 به موضوع بررسی اثر میان گذر شهید کلانتری بر روی رسوب گذاری دریاچه ارومیه پرداختند و نتایج تحقیقات خود را در جلد ششم فصلنامه علوم زمین به چاپ رساندند.

علیپور در سال 2006 میلادی به بررسی تغییرات فصلی پارامتر شیمیایی عناصری چون سدیم، پتاسیم، منیزیم، لیتیم، بر، آرسنیک و آنیون هایی چون کلر و سولفات پرداخت.

به طور کلی در سالیان اخیر و بعد از پیروزی انقلاب اشخاص حقیقی و حقوقی متعددی به بررسی شورابه ارومیه و املاح آن پرداخته اند که از آن جمله می توان به زیر مجموعه های وزارت معادن و فلزات شرکت منطقه ای معادن آذربایجان، موسسه تحقیقات و کاربرد مواد معدنی ایران و سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور اشاره نمود که آخرین نتایج راجع به ارزش اقتصادی املاح و نمک های بستر دریاچه ارومیه توسط سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور طی سالهای 1393 تا کنون ارائه گردید (داوری و همکاران، 1393؛ لک و همکاران، 1395؛ درویشی خاتونی و همکاران، 1394).

4 دریاچه های فوق اشباع (Hyper Saline Lake)

دریاچه های بسیار شور، بدلیل ویژگی های خاص خود و پتانسیل های اقتصادی، همواره مورد توجه زمین شناسان اقتصادی، رسوب شناسان و ژئوشیمیست ها قرار گرفته اند. رسوبات قدیمی دریاچه های شور مهم ترین حوضه هایی هستند که تکتونیک و آب و هوای گذشته را ثبت می نمایند چرا که این رسوبات شاخص تغییرات هیدرولوژیکی می باشند. تغییر سیستم های هیدرولوژیکی بر روی دریاچه ها تاثیر مستقیم دارد. نوسانات آب و هوایی منجر به تغییر سیستم هیدرولوژیکی خواهد شد (Bradley, 1999) ژئوشیمی دریاچه های شور حاصل سیستم پیچیده ای از بارش، هوازدهی، آب های زیرزمینی، تبخیر، ته نشست، انحلال و فعالیت های حیاتی حوضه های بسته، بدلیل حساسیت بسیار زیاد نسبت به بالانس تبخیر و بارش (P-E)، مناسب ترین سیستم جهت بررسی های دریاچه شناسی و آب هوای دیرینه میباشند. (Eduardo, 2002) تا به حال مطالعات زیادی در رابطه با تکامل شورابه ها صورت گرفته است که از آن جمله میتوان به کارهای افرادی چون گارلس و مکنزی (Garrels and Mackenzi, 1967) هاردی و اوپگستر (Hardie &

Eugster, 1970) اویگستر (Eugster, 1980) اویگستر و جان (Eugster & Jones, 1979) اشمیت و درور (Schmitt & Drever, 1976) درور (Drever, 1982) هرزج و لیونز (Herczeg and Lyons, 1991) مور (Moore, 1960) فیاضی (Fayyazi, 1991) و وارن (Warren 2006, 1999) اشاره کرد. از جمله مطالعات اخیر صورت گرفته در رابطه با تکامل شورابه ها در ایران، می توان به کارهای افرادی چون، فیاضی و همکاران (Fayazi et al, 2007) (لک 1386) و (ترشیزیان 1388) اشاره کرد اما در این میان شاید بتوان گفت که بهترین کار انجام شده در تفسیر روند تکامل شورابه ها مربوط به کارهای (Hardie & Eugster, 1978) می باشد که در طی مطالعات گسترده خود نحوه تکامل شورابه را مورد بررسی قرار داده و اعلام داشته اند که سه نوع آب ورودی اصلی در تحولات شیمیایی آب در حوضه های بسته مؤثرند و در تعیین شورابه نهایی نقش دارند. ترکیب شیمیایی شورابه ها، به املاح موجود در آب های وارده، آب های جوی واکنش های هوازدگی شیمیایی وابسته است. (Hardie (Eugster, 1980) and Eugster, 1970) شیمی آب های رقیق شامل آب باران، رودخانه، چشمه، چاه و قنات است. آب باران واجد کاتیون های سدیم، کلسیم، منیزیم و پتاسیم و آنیون های بیکربنات، کلر، سولفات و نیترات می باشد. (Eugster and Hardie, 1978) تکامل شورابه با جنس رخنمون های سنگی اطراف حوضه، واکنش آنها با آب های موجود و ویژگی های آب ارتباط دارد. (Jones and Deocampo, 2003) جنس سازندهای زمین شناسی اطراف حوضه یکی از عوامل مهم در روند تکامل شورابه محسوب می شود. ترکیب املاح در آب ها مستقیماً به لیتولوژی حوضه آبریز بستگی دارد. هوازدگی شیمیایی سنگ های مختلف با آب های طبیعی کاتیون ها و آنیون ها متفاوتی را تولید می کند. (لک، 1386) این امر موجب اختلاف در نسبت $HCO_3/Ca+Mg$ اولیه، در محلول می شود که عامل مهمی در روند تکامل شورابه محسوب می شود. (Jones and Deocampo, 2003)

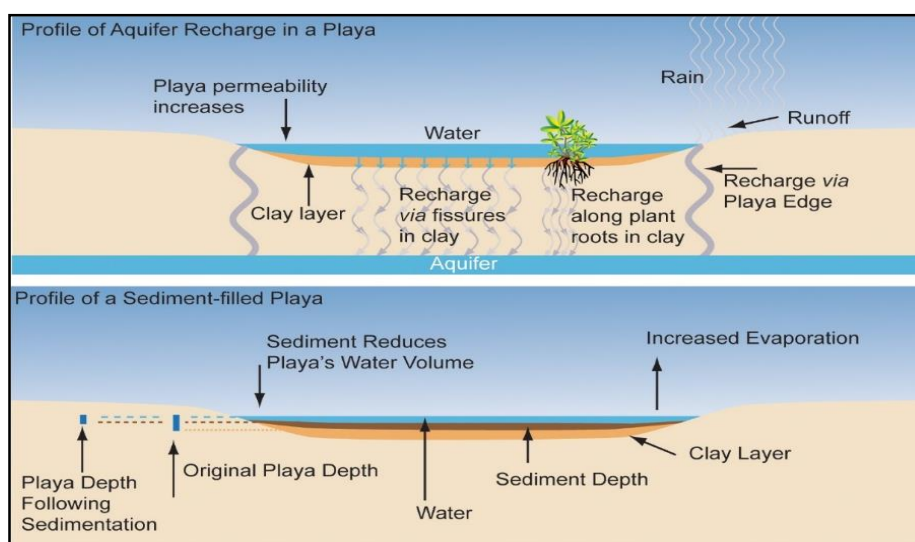
5 تکامل شیمی شورابه در پلایا:

پلایا را می توان یک حوضه خشک درون قاره ای با بالانس آب منفی در نظر گرفت که 75 درصد آن در طول سال خشک بوده و حواشی موئینگی آن بقدری به سطح زمین نزدیک هستند که تبخیر ناشی از آن سبب تخلیه آب و تشکیل کانی های تبخیری می گردد (Rosen, 1994; Shaw & Thomas, 1989; Briere, 2000). دریاچه پلایایی نمودی از یک منطقه خشک، در حدفاصل بین پلایا و دریاچه می باشد که نه بیش از 3/4 زمان سال خشک و نه بیش از 3/4 زمان سال مرطوب است. در زمان خشکی، حوضه را پلایا می نامند (رضاییان و همکاران، 1396). همه ذرات

معلق و اجزاء محلول بواسطه تخلیه آب زیرزمینی و رواناب های سطحی روی آنها تجمع می یابند و اغلب توسط رسوبات دریاچه عهد حاضر (تناوب لایه های رس و سیلت و نمک) پوشیده شده اند (French et al., 2006؛ Goudie, 1991)

پلایاها اغلب در معرض شرایط سیلابی قرار می گیرند لذا تخمین میزان آب گرفتگی بدلیل مسطح بودن، وجود مقادیر کم آب های سطحی که منطقه وسیعی را می پوشانند، میزان بارندگی متغیر و وسعت زیاد آبریز (چندین صد کیلومتر) بسیار مشکل است. در نتیجه، پلایاها مناطق استثنائی برای مطالعات زمین ریخت شناسی، آب شناسی، زمین آب شناسی، رسوبگذاری و آلودگی محیطی می باشند (Easterbrook, 1969؛ Flint & Skinner, 1977).

در فصول پر باران سطح پلایا یا بخش هایی از آن ممکن است به صورت دریاچه های دائم یا فصلی کم عمق، دیده شوند، به عبارت دیگر سطح آب زیر زمینی در مواقع خشک، در اعماق پایین سطح زمین (معمولاً 30 تا 100 سانتی متر از سطح پلایا) قرار گرفته و در مواقع پر باران بر حسب میزان بارندگی، سطح آب زیر زمینی بالا آمده و در نقاط پست تر پلایا، تشکیل دریاچه های کم عمق را می دهند (شکل 1).



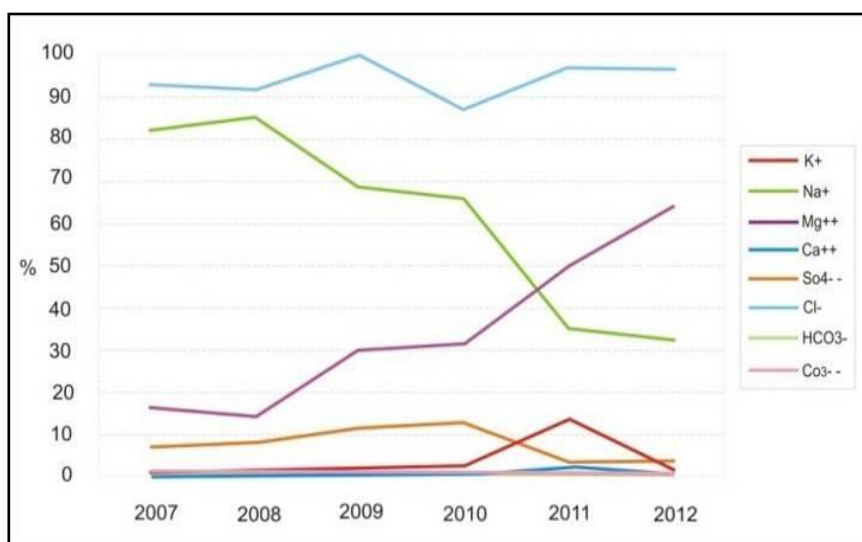
شکل 1/ وضعیت پلایا در شرایط بارش باران و افزایش تبخیر (Venture, 2009)

نمک های جامد تا محلول در شورابه پلایاها چه به صورت شورابه سطحی یا زیر زمینی که ترکیب آن ها متأثر از جنس سنگ های سارنده های موجود در کل حوضه آبریز می باشند، بر حسب میزان حلالیت و درجه اشباع خود از حاشیه پلایا به طرف مرکز آن، تیپ های مختلف شورابه را تشکیل و نمک های مطابق با آن تیپ را بر جای می گذارند. تغییرات

تیپ شورابه ها کربناته شروع شده و به تدریج تبدیل به شورابه تیپ سولفات کلسیم (تشکیل دهنده پهنه های گچ تبخیری سطح حاشیه بعضی از پلایا)، شورابه تیپ سولفات سدیم (تشکیل دهنده زون سولفات سدیم حاشیه ای)، شورابه تیپ کلروسدیم (تشکیل دهنده پوسته نمکی) و سر انجام شورابه به تیپ کلروپتاسیم و منیزیم و کلسیم ختم می گردد که در شورابه تیپ اخیر به دلیل حلالیت زیاد و عدم اشباع، این ترکیبات به صورت یون های Ca , Mg , K , SO_4 , Na و در موارد نادر NO_3 , Br , I در شورابه بین کریستالی در خلل فرج پوسته نمکی تشکیل می شوند.

6 مطالعات پیشین تیپ شورابه دریاچه ارومیه

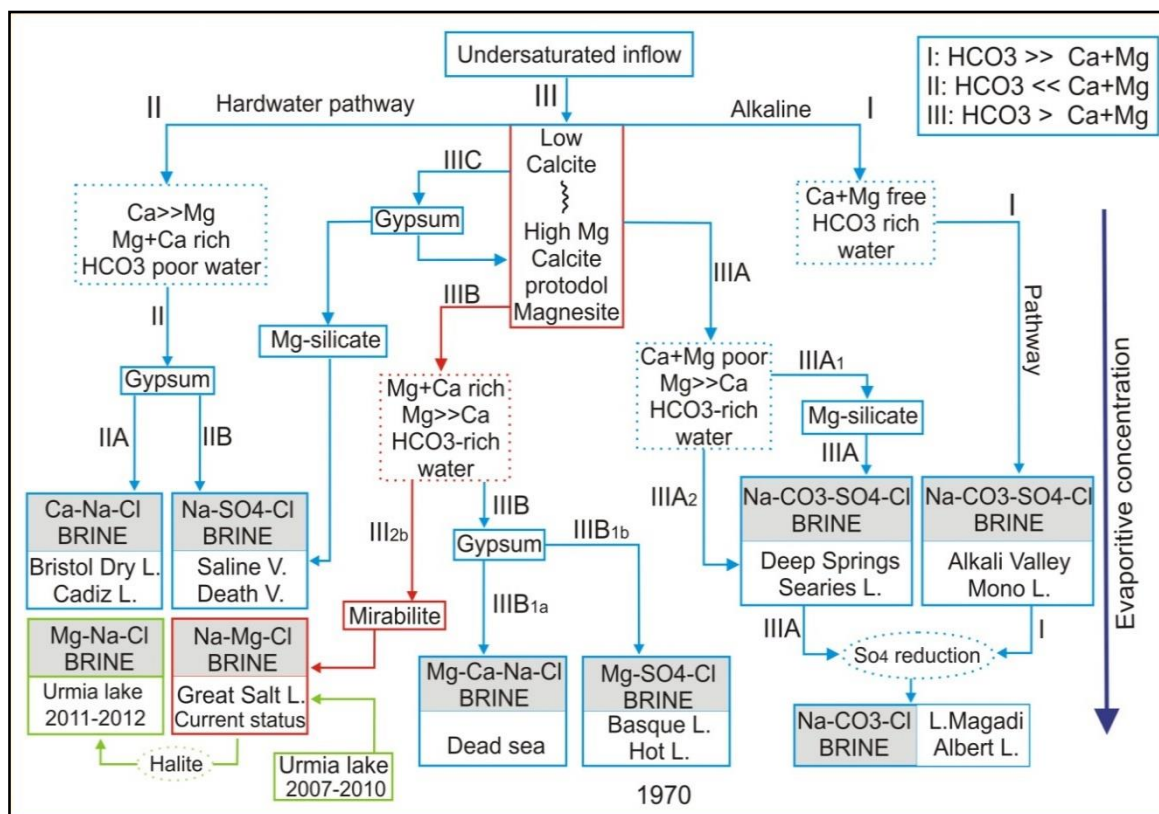
طبق استناد به نتایج بدست آمده از مطالعات درویشی خاتونی و همکاران در سال 1392، می توان گفت تیپ شورابه دریاچه ارومیه، $\text{Mg} > \text{Na} > \text{K} > \text{Cl}$ می باشد و مقدار منیزیم به مراتب بالاتر از سدیم بوده است. این وضعیت وقتی ایجاد می شود که میزان تبخیر بسیار بالا و شورابه سطحی در حال خشک شدن بوده است. در غلظت های بیشتر و تبخیر بالاتر هالیت ته نشست کرده و مقدار سدیم و کلر علیرغم بالا رفت غلظت شورابه، کاهش می یابد اما مقدار منیزیم افزایش می یابد. نمودار تغییرات میزان یون های اصلی موجود در شورابه در حین تبخیر نیز موید این موضوع می باشد. همان طور که در نمودار و جدول دیده می شود، در ابتدای مراحل تبخیر شورابه از نوع $\text{Na} > \text{Cl} > \text{Mg}$ می باشد. با افزایش میزان تبخیر، مقدار سدیم، کاهش و مقدار منیزیم افزایش می یابد و شورابه از نوع Mg Na Cl خواهد شد. در ترکیب شیمیایی دریاچه ارومیه سال 2007، درصد سدیم بالاتر از منیزیم می باشد. در این سال نسبت سدیم به منیزیم 5.12 می باشد. ولی این میزان در سال 2011 به 0.68 و در سال 2012 به 0.53 می رسد (درویشی خاتونی، 1391). مثلاً در پلایای Karinga در مرکز استرالیا، تیپ شورابه از Na^+ , Mg^{+2} , Cl^- , SO_4^{-2} به Na^+ , Mg^{+2} تغییر کرده است (Warren, 1999). معتقد است هنگامی که دامنه شوری بین 35 تا 330 در هزار می رسد شورابه های Na-Cl غالب است در حالی که در مقادیر بالای شوری، شورابه به سمت $\text{Mg} > \text{Cl} > \text{SO}_4^{-2}$ پیش می رود و سدیم با ته نشست هالیت از سیستم خارج می گردد این در حالی است که منیزیم کاتیون غالب می گردد. کلرید در حین سکانس های تبخیری، معمولاً آنیون غالب باقی می ماند و در شرایط خشک، با ته نشست کلرور سدیم محلول در آب و وارد شدن آن در فاز جامد (هالیت)، درصد منیزیم در آب نسبت به سدیم افزایش می یابد (لک، 1386). شکل 2 نیز به خوبی بیانگر افزایش درصد منیزیم در شورابه، نسبت به سدیم می باشد.



شکل 2) نمودار درصد آنیون و کاتیون های دریاچه ارومیه به تفکیک سال (درویشی خاتونی و همکاران، 1392)

با دلایل و مستندات فوق به جرات می توان گفت شورابه تیپ $Na > Mg > Cl$ در اثر تکامل و تبخیر بالاتر، مسیر تکاملی دیگری را طی می کند و با ته نشست هالیت به شورابه تیپ $Mg > Na > Cl$ تبدیل می گردد. شرایطی که از سال 2007 تا 2012 در دریاچه ارومیه اتفاق افتاده است. نظر به اینکه مسیر تکاملی هنوز هم ادامه دارد. پیش بینی می شود با افزایش تبخیر و ته نشست بیشتر هالیت، شورابه تیپ $Mg > So_4^{2-} > Cl$ حاصل می گردد (درویشی خاتونی و همکاران،

1392) (شکل 3)



شکل 3) روند تکامل شورابه های Searles Lake, Mono Lake, Dead Sea & Urmia Lake برگرفته از Eugster & Hardie, 1978

7 منابع تأمین کننده یونهای دریاچه ارومیه

شیمی اولیه آب های وارد شده به حوضه های بسته (مانند دریاچه ارومیه)، متأثر از لیتولوژی سنگ ها و رسوباتی است که در معرض هوازدگی قرار می گیرند و مدت زمان ماندگاری آب های زیر زمینی درون سنگ های حوضه میباشد (Eugster & Hardie, 1978; Eugster, 1980; Jones and Deocampo, 2004). شیمی شورابه ها

متأثر از شیمی آب های رقیق وارده به دریاچه و شیمی آب های تغلیظ شده می باشد. شیمی آب های رقیق شامل آب باران، رودخانه، چشمه، چاه و قنات است. تغییرات اندک آب و هوا در دوره های زمانی سبب می گردد آب های ورودی و میزان تبخیر را متأثر نماید و در نتیجه تأثیر اساسی بر روی سطح آب دریاچه بگذارد که خود سبب تغییر در ترکیب شورابه می گردد. (Arnow, 1960)

دانستن زمین شناسی حوضه های بسته برای فهم شیمی آبها در مرحله اول ضروری است. آب های سطحی و زیرزمینی، منابع یونهای است که نهایتاً به صورت نمکها در حوضه رسوب میکنند. آب های اسیدی سبب هوازدگی شیمیایی سنگ های سطحی حوضه آبریز می شوند. هوازدگی شیمیایی سنگ های مختلف با آبهای طبیعی کاتیون ها و آنیون ها

متفاوتی را تولید می کند. (لک، 1386) آب های رقیق حاوی مقداری یون هایی است که به صورت محلول وارد دریاچه میگردند این املاح شامل کاتیون هایی مانند: Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} و آنیون هایی مانند: CO_3^{2-} , HCO_3^- , Cl^- و SO_4^{2-} می باشد. سدیم و پتاسیم معمولاً از هوازدگی کانی های سیلیکاته بویژه فلدسپات ها حاصل می شود. سولفات از انحلال سولفات های دریایی قدیمی، منیزیم و کلسیم از هوازدگی سنگ ها و بویژه آهک ها و کربنات و بیکربنات از هوازدگی سنگ آهک حاصل میگردد. (Cohen, 2003) کلسیت ایجاد کلسیم، بیکربنات و کربنات می نماید. دولومیت علاوه بر یون هایی که کلسیت تولید می کند، سبب تولید منیزیم می گردد. ژپس، کلسیم و سولفات و هالیت سدیم و کلر را ایجاد می کند. کانی های رسی مقادیر ناچیزی سیلیس و سایر یون ها را تولید می کند. آب باران واجد کاتیون هایسدیم، کلسیم، منیزیم و پتاسیم و آنیون های بیکربنات، کلر، سولفات و نیترات می باشد. (Hardie and Eugster, 1987)

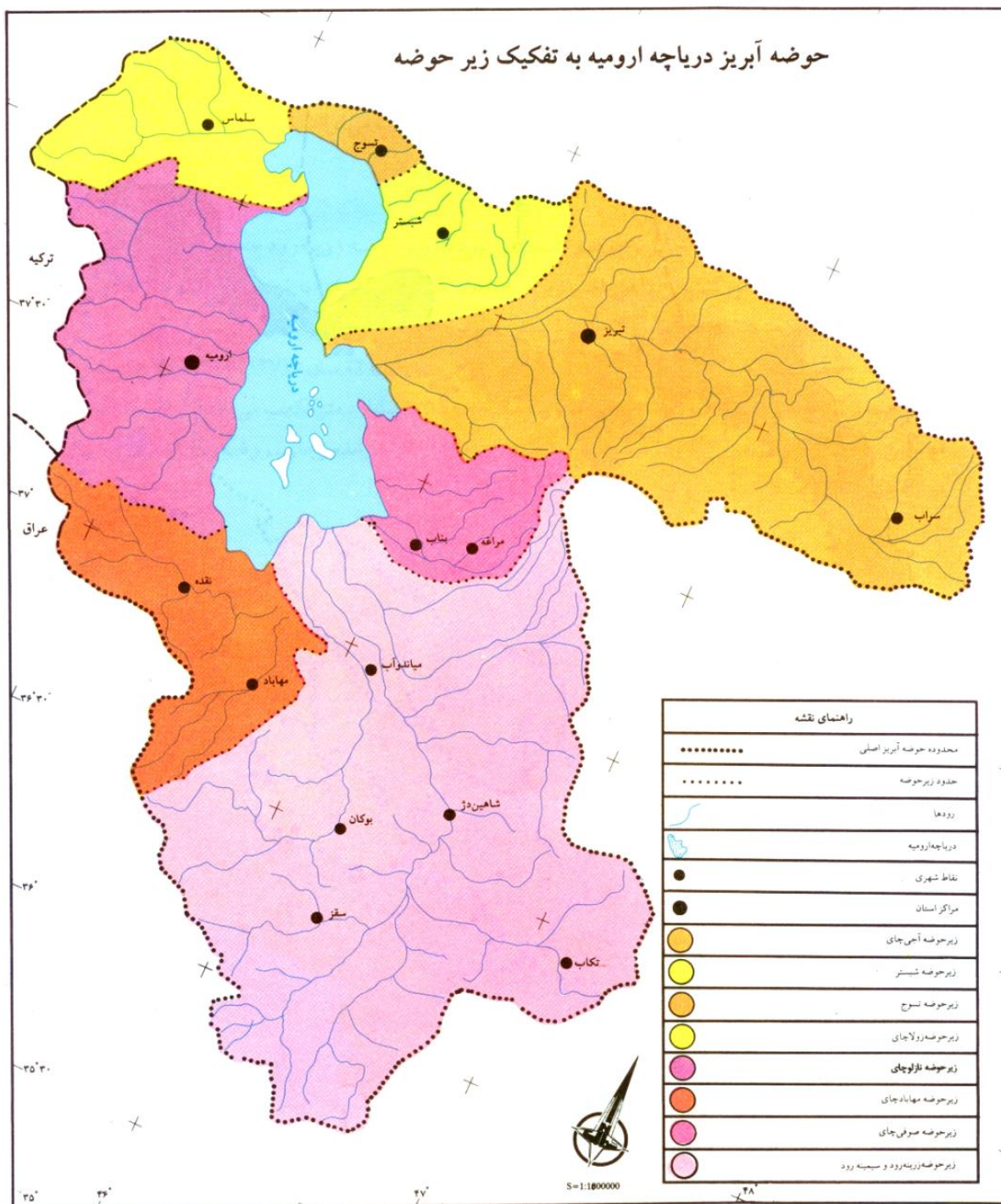
8 حوضه آبریز دریاچه ارومیه

21 رودخانه دائمی و 7 رودخانه فصلی و 39 مسیل موجود در این حوضه در کنار بارشهای جوی و چشمه های موجود در کف دریاچه، آب دریاچه را تامین می کنند (شکل 4)، مهم ترین رودخانه های حوضه آبریز ارومیه عبارتند از جیغاتی (زرینه رود)، تاتائو (سیمینه رود)، سویوق بولاق چای (مهاباد چای)، گادارچای، باراندوزچای، شهرچای، روضه چای، نازلو چای، زولاچای، تسوج چای، آجی چای و صوفی چای می باشند. (درویشی خاتونی و همکاران، 1389) که فصلی و دائمی میباشند و از داخل سازندهای مختلف زمین شناسی اطراف دریاچه عبور میکنند.



شکل 4) شبکه هیدروگرافی رودخانه های ورودی به دریاچه ارومیه با جریان دائمی. برگرفته از (Yasi, M. 2013)

در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (شکل 5)، رسوبات تبخیری و طبقات شور و غیر قابل نفوذ دوران سوم و عهد حاضر باعث آلودگی آبهای زیر زمینی می شوند که در حواشی دریاچه ارومیه بیشترین گسترش را داشته و بطور پراکنده در مسیر رودخانه تلخه رود نیز رخنمون دارند. بطور کلی 55 درصد از وسعت ارتفاعات اطراف دریاچه را سازندهای غیر کربناته قابل نفوذ، 18٪ سازندهای غیر قابل نفوذ و بدون تأثیر، 22٪ سازندهای آهکی که به لحاظ ذخیره آب و تغذیه سفره های آبرفتی حائز اهمیت بوده و 5٪ بقیه حاوی رسوبات تبخیری شور کننده آب می باشند. از نظر کیفیت آب، 35/4٪ وسعت دشت های حوضه دارای کیفیت مناسب، 26/3٪ با کیفیت متوسط تا حد قابل قبول جهت کشاورزی و 38/3٪ بقیه وسعت حوضه را آب شور غیر قابل استفاده شامل شوره زارها و دریاچه تشکیل می دهد. در ارتفاعات در صورت وجود مخازن زیر زمینی، 78/3٪ وسعت آن دارای آب با کیفیت مناسب، 17٪ با کیفیت متوسط و 4/7٪ بقیه وسعت، شور و غیر قابل استفاده می تواند باشد. (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح 1381)

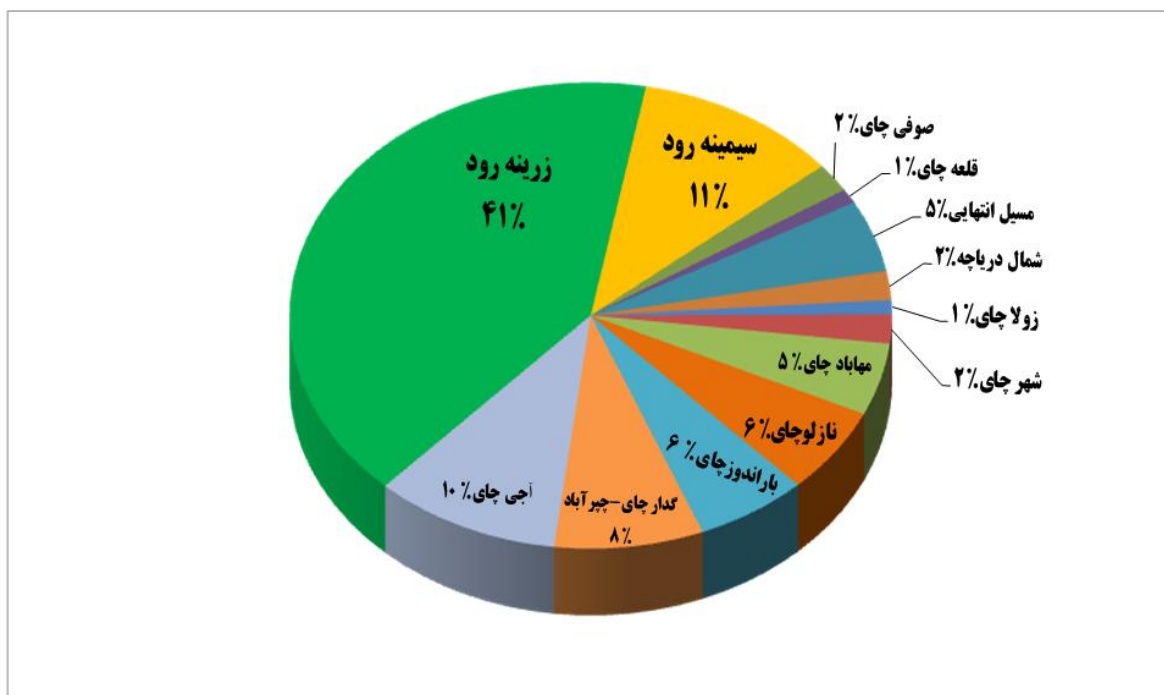


شکل 5/ نقشه حوضه و زیر حوضه دریاچه ارومیه. برگرفته از (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، 1381)

9 دبی حوضه و تقسیمات زیر حوضه ای :

حوضه آبریز دریاچه ارومیه به 8 زیرحوضه تقسیم می شود که زیر حوضه زرینه رود - سیمینه رود با 7 شاخه اصلی و 4 شاخه کوچک ،بزرگترین آنها می باشد. زیر حوضه های دیگر این حوضه به ترتیب وسعت عبارتند از:

آجی چای ، نازلوچای، مهابادچای، زولاچای، شبستر، صوفی چای و تسوج می باشند.(شکل 5 و 6)



شکل 6/ سهم جریان های ورودی مهمترین رودخانه ها به دریاچه ارومیه، برگرفته از (Fanihagh, A. Mousave, M. 2013)

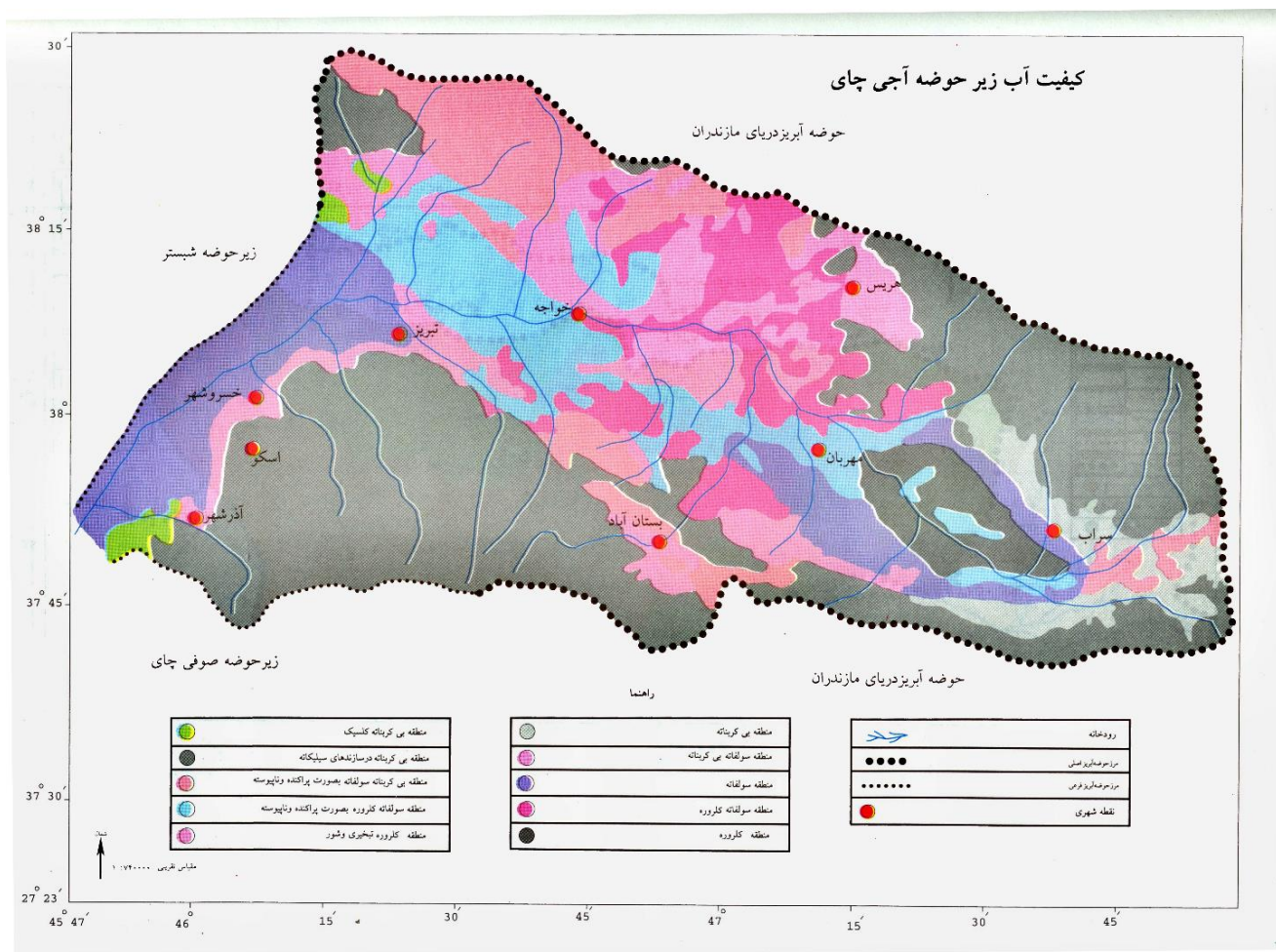
متوسط حجم آب حاصل از ریزش نزولات جوی این حوضه در طول 24 سال (1371- 1347) 20/74 میلیارد متر مکعب بوده است. دبی سالیانه رودخانه بطور متوسط حدود 4/5 میلیارد متر مکعب می باشد. از رودخانه های مهم این حوضه می توان به زرینه رود، سیمینه رود، آجی چای، نازلوچای، باراندوزچای، روضه چای، صوفی چای و مهاباد چای اشاره نمود (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح 1381).

از آنجاییکه در بررسی روند تکاملی شورابه دریاچه ارومیه، باید وضعیت آبهای وارده به دریاچه مشخص باشد لذا مختصری از زیرحوضه های اصلی معرفی می گردد:

9.1 زیر حوضه آبی چای:

مشخصات زیر حوضه آبی چای:

زیر حوضه آبی چای در شرق دریاچه ارومیه واقع شده و از نظر وسعت دومین زیر حوضه از حوضه آبریز دریاچه ارومیه می باشد. حدود جغرافیایی آن از شمال به حوضه آبریز دریای خزر و زیر حوضه شبستر، از جنوب به زیر حوضه صوفی چای و حوضه آبریز دریای خزر، از غرب به دریاچه ارومیه و از شرق هم به حوضه آبریز دریای خزر محصور می گردد و بین 26 و 45 درجه تا 53 و 47 درجه طول شرقی و 41 و 37 درجه تا 29 و 38 درجه عرض شمالی قرار دارد. مساحت این زیر حوضه 10762/5 کیلومتر مربع می باشد، که از این مقدار 5700 کیلومتر مربع در سطوح ارتفاعی 900 تا 1800 متر، 4687/5 کیلومتر مربع در سطوح ارتفاعی 1800 تا 2700 متر و 375 کیلومتر مربع در سطح ارتفاعی بالاتر از 2700 متر واقع شده است. از رودخانه های مهم آن می توان به آبی چای به طول 260 کیلومتر، آغمیون (46 کیلومتر)، آقامعلی (40 کیلومتر)، اسکوچای (44 کیلومتر)، اوجان چای (78 کیلومتر)، چکی چای (54 کیلومتر)، زینجناب رود (50 کیلومتر)، سرند چای (50 کیلومتر)، سعید آباد چای (45 کیلومتر)، کرچای (40 کیلومتر)، کمورچای (40 کیلومتر)، مهران رود (49 کیلومتر)، نهند چای (50 کیلومتر)، وانق چای (45 کیلومتر)، هریس (45 کیلومتر) و هند رود (55 کیلومتر) اشاره نمود. ارتفاعات مهمی که رودخانه های این زیر حوضه از آنها سرچشمه می گیرند، عبارتند از: دامنه های جنوب و جنوب غربی سبلان، ارتفاعات رشته بزغوش، همچنین کوه های اطراف طرانجی با ارتفاع 3882 متر، هزار میخ (3742 متر)، اعلان داغ (3094 متر)، بزداغ (3605 متر) سلطان داغی (3470 متر)، نوغور داغ (3130 متر)، شيله سرداغی (3110 متر)، یانیخ داغ (3051 متر) شیر شیرداغی (3236 متر) کمال داغی (3210 متر)، گیروه داغی (3596 متر)، ساریمساقلو (3698 متر)، قلش داغی (3067 متر)، قجل (3046 متر)، دمیرلی داغ (3142 متر)، چال داغ (3088 متر)، بدرداغی (3590 متر)، ليقوان گیروه سی (3419 متر)، میدان (3063 متر)، قرمش داغ (3158 متر)، قوچ گلی داغ (3695 متر)، قرخ بلاغ (3783 متر) و آیکار (3608 متر). (شکل 7)، (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح 1381)

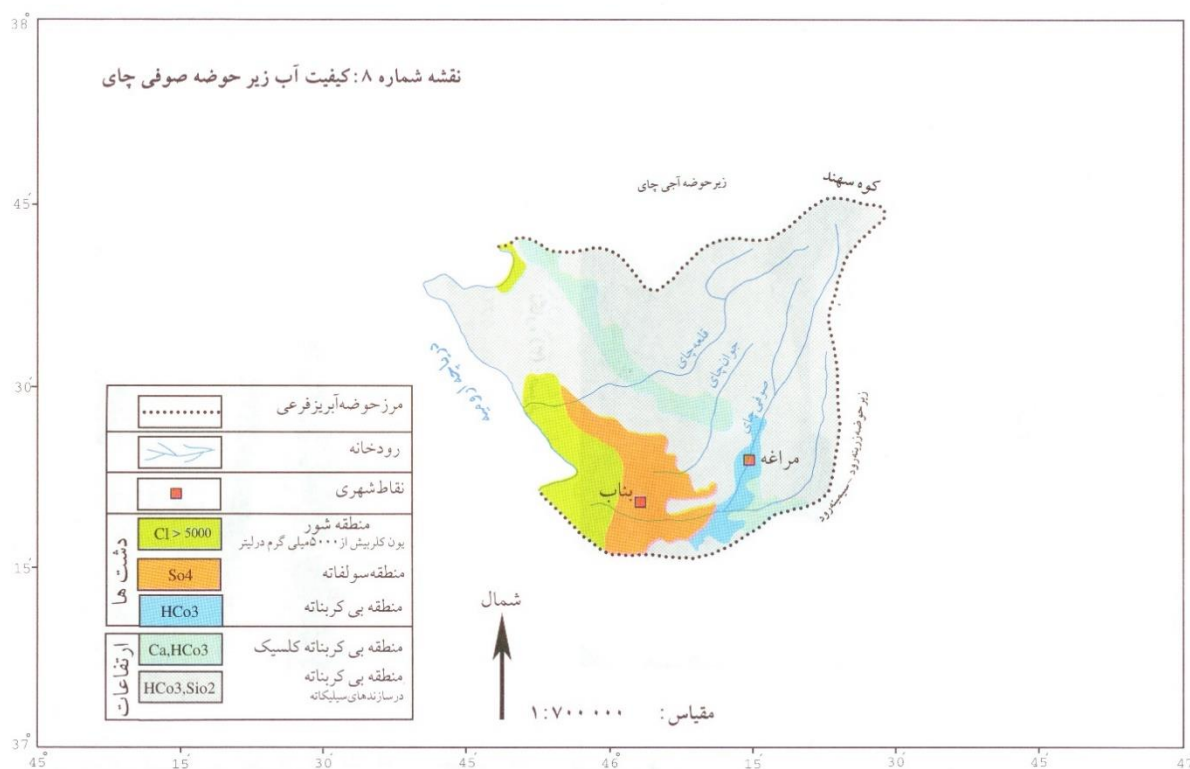


شکل 7) کیفیت آب زیر حوضه آبی چای، (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح 1381)

9.2 زیر حوضه صوفی چای

زیر حوضه صوفی چای در شرق دریاچه ارومیه واقع شده و از نظر وسعت هفتمین زیر حوضه از حوضه آبریز دریاچه ارومیه می باشد. حدود جغرافیایی آن از شمال به زیر حوضه آبی چای، از جنوب به زیر حوضه زرینه رود - سیمینه رود، از غرب به دریاچه ارومیه و از شرق به حوضه آبریز دریای خزر محصور می گردد و بین 50 و 45 درجه تا 28 و 46 درجه طول شرقی و 16 و 37 درجه تا 45 و 37 درجه عرض شمالی قرار دارد. مساحت این زیر حوضه 2325 کیلومتر مربع می باشد که از این مقدار 1437/5 کیلومتر در سطوح ارتفاعی 900 تا 1800 متر، 750 کیلومتر مربع در سطوح ارتفاعی 1800 تا 2700 متر و 137/5 کیلومتر مربع در سطوح ارتفاعی بالا 2700 متر واقع شده است. از رودخانه های مهم آن می توان به صوفی چای به طول 75 کیلومتر، قلعه چای (63 کیلومتر)، چوان چای (47 کیلومتر)، قوزلوجه (32 کیلومتر) و قوری چای (32 کیلومتر) اشاره نمود. ارتفاعات مهمی که رودخانه های این زیر حوضه از آنها سرچشمه می گیرند، عبارتند از: کوههای قوش داغ با ارتفاع 3424 متر، میان داغ 3412 متر، مال میخ تکن گبره سی 3382

متر، کمال داغی 3210 متر، سارم ساخلی 3168 متر، چماقلوداغی 2919 متر، اولیا 2852 مترقوزی جاق داغی 2829 متر، پیشگلی 2741 متر، یلی قیه 2635 متروشیخ سلیمان داغی 2521 متر. (شکل 8)، (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح 1381)

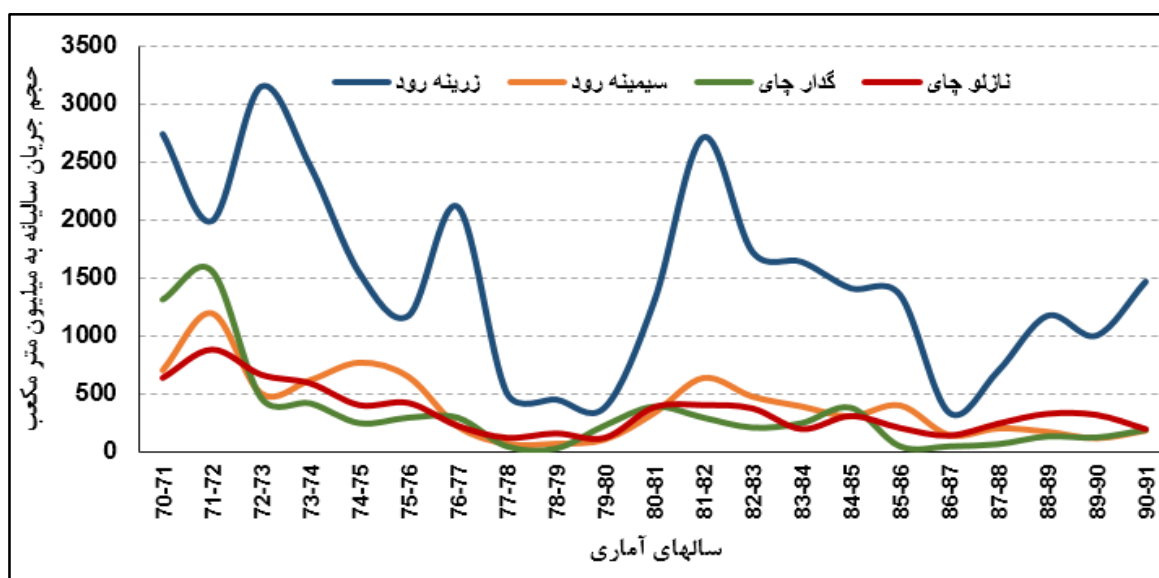


شکل ۸) کیفیت آب زیر حوضه صوفی چای (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، ۱۳۸۱)

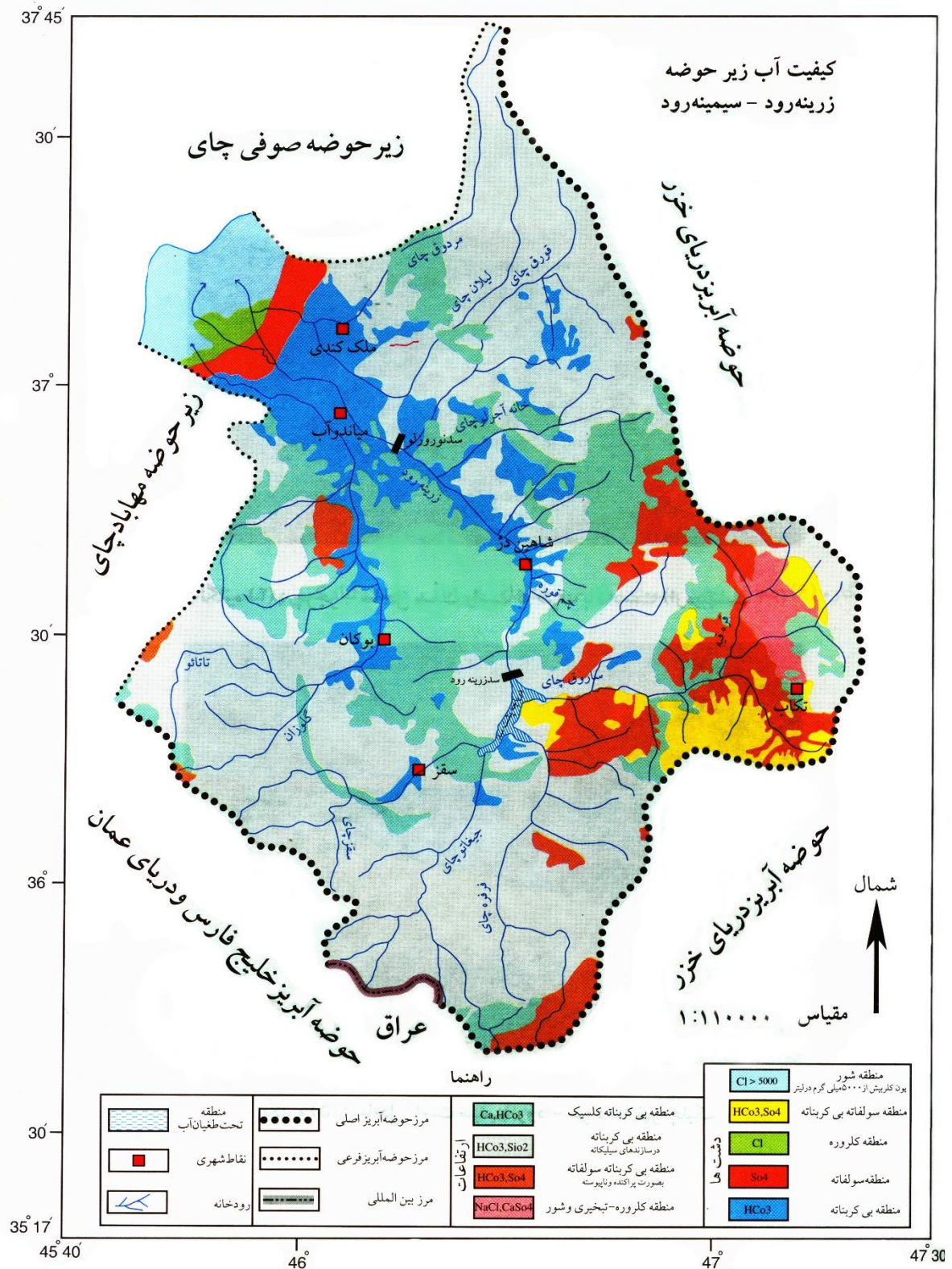
9.3 زیرحوضه زرينه رود- سيمينه رود

زیرحوضه زرينه رود- سيمينه رود در جنوب و جنوب شرق دریاچه ارومیه واقع شده و از نظر وسعت اولین و بزرگترین زیرحوضه از حوضه آبریز دریاچه ارومیه می باشد. که بیشترین سهم آب ورودی به دریاچه را به خو اختصاص داده است. (شکل ۹). حدود جغرافیای آن از شمال به زیر حوضه صوفی چای و دریاچه ارومیه ، از غرب به حوضه آبریز خلیج فارس و دریای عمان و از شرق به حوضه آبریز دریای خزر محصور می گردد و بین 30 و 45 درجه تا 22 و 47 درجه طول شرقی و 40 و 35 درجه تا 44 و 37 درجه عرض شمالی قرار دارد. مساحت این زیر حوضه 18662/5 کیلومتر مربع می باشد که از این مقدار 8812/5 کیلومتر مربع در سطوح ارتفاعی 900 تا 1800 متر، 9725 کیلومتر مربع در سطوح ارتفاعی 1800 تا 2700 متر و 125 کیلومتر مربع در سطوح ارتفاعی بالاتر از 2700 متر واقع شده است . از رودخانه های

مهم آن می توان به زرينه رود به طول 284 کیلومتر، سيمينه رود (163 کیلومتر) آجرلو (105 کیلومتر)، چم سقز (95 کیلومتر)، چم قوره (58 کیلومتر)، خرخره (114 کیلومتر)، ساروق (95 کیلومتر)، قوری چای (86 کیلومتر)، کولابز (40 کیلومتر)، لیلان (141 کیلومتر) اشاره نمود. ارتفاعات مهمی که رودخانه های این زیر حوضه از آنها سرچشمه می گیرند ، عبارتند از کوههای سلیم خانی با ارتفاع 2876 متر، شاخ شاخ (2815 متر)، قره داش (2853 متر)، گورگور (2955 متر)، کلکی (2960 متر)، بلقیس (3328 متر)، قلی زلیخه (3162 متر)، شاه نشین (3140 متر)، چال داغ (2907 متر)، مسجد میرزا (3052 متر)، ازنو (2913 متر)، لعل کان (3126 متر)، اورتایورد (2947 متر) و سلطان اغزنو (3145 متر). (شکل 10)، (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح 1381)



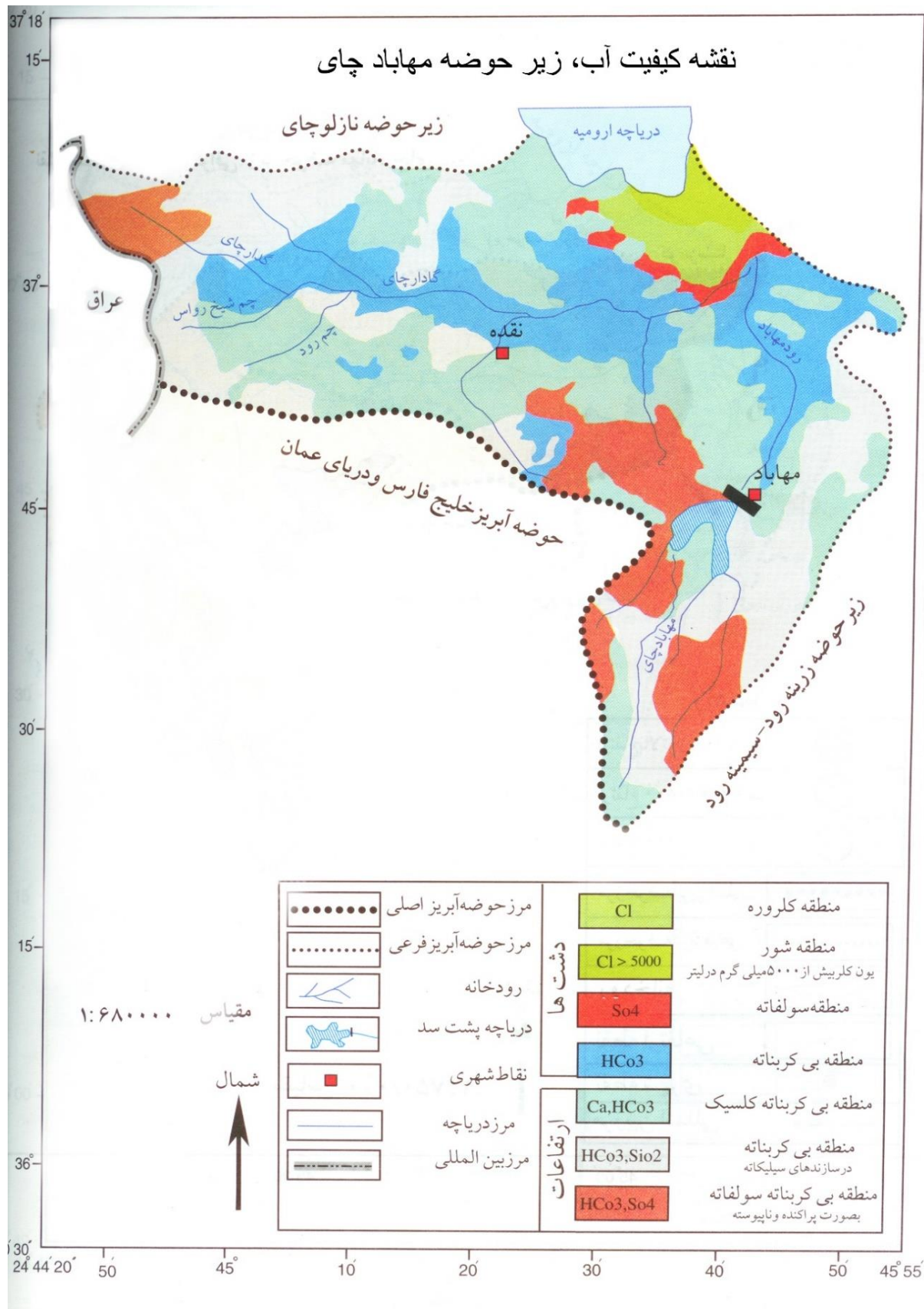
شکل 9) نمودار دبی اندازه گیری شده برخی از رودخانه های حوضه آبریز دریاچه در ایستگاههای ورودی به دشت (طی 20 سال)، برگرفته از (Hemati, 2013)



شکل ۱۰) کیفیت آب زیر حوضه زربنه رود و سیمینه رود (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، ۱۳۸۱)

9.4 زیرحوضه مهاباد چای

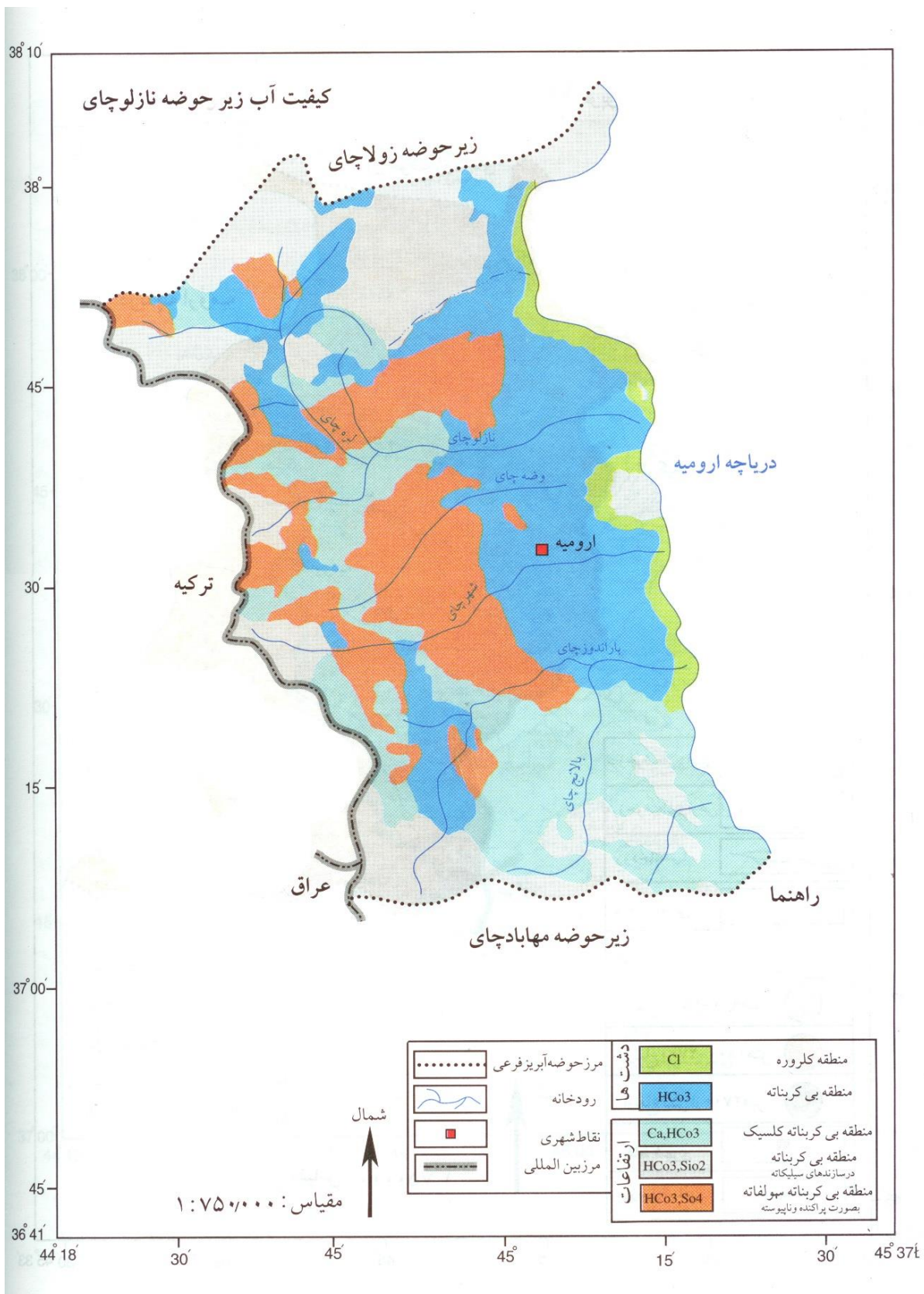
زیرحوضه مهاباد چای در جنوب غربی دریاچه ارومیه واقع شده و از نظر وسعت چهارمین زیرحوضه از حوضه آبریز دریاچه ارومیه می باشد. حدود جغرافیایی آن ، از شمال به زیرحوضه نازلوچای، از جنوب به حوضه آبریز خلیج فارس و دریای عمان ، از شرق به دریاچه ارومیه و زیرحوضه زرینه رود – سیمینه رود و از غرب به کشور عراق محصور می گردد و بین 45 و 44 تا 56 و 45 طول شرقی و 22 و 36 تا 10 و 37 عرض شمالی قرار دارد. مساحت این زیر حوضه 3450 کیلومتر مربع می باشد که از این مقدار 2562/5 کیلومتر مربع در سطوحی ارتفاعی 900 تا 1800 متر، 800 کیلومتر در سطوح ارتفاعی 1800 تا 2700 متر و 87/5 کیلومتر در سطوح ارتفاعی بالای 2700 متر واقع شده است . از رودخانه های مهم آن می توان به گذار به طول 100 کیلومتر، مهاباد چای (98 کیلومتر)، بالقچی (36 کیلومتر)، چم چادیان (32 کیلومتر)، چم قوره (43 کیلومتر) اشاره نمود. از ارتفاعات مهمی که رودخانه های این زیر حوضه از آنها سرچشمه می گیرند. عبارتند از: کوه های دالامپر با ارتفاع (3451 متر)، بابوله (2985 متر) ، قیفچی (2924 متر)، شطره (2886 متر) میدان استر (2803 متر)، کل کوله (2785 متر)، تزرورک (2783 متر)، هواراسب (2750 متر)، نازوارداغ (2683 متر)، اسپه سنگ (2667 متر)، پهن سر (2344 متر)، کانی رش (2340 متر)، سینه (2300 متر) و گرده دولک (2154 متر). (شکل 11)، (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح 1381)



شکل ۱۱) کیفیت آب زیر حوضه مهاباد چای (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، ۱۳۸۱)

9.5 زیر حوضه نازلو چای

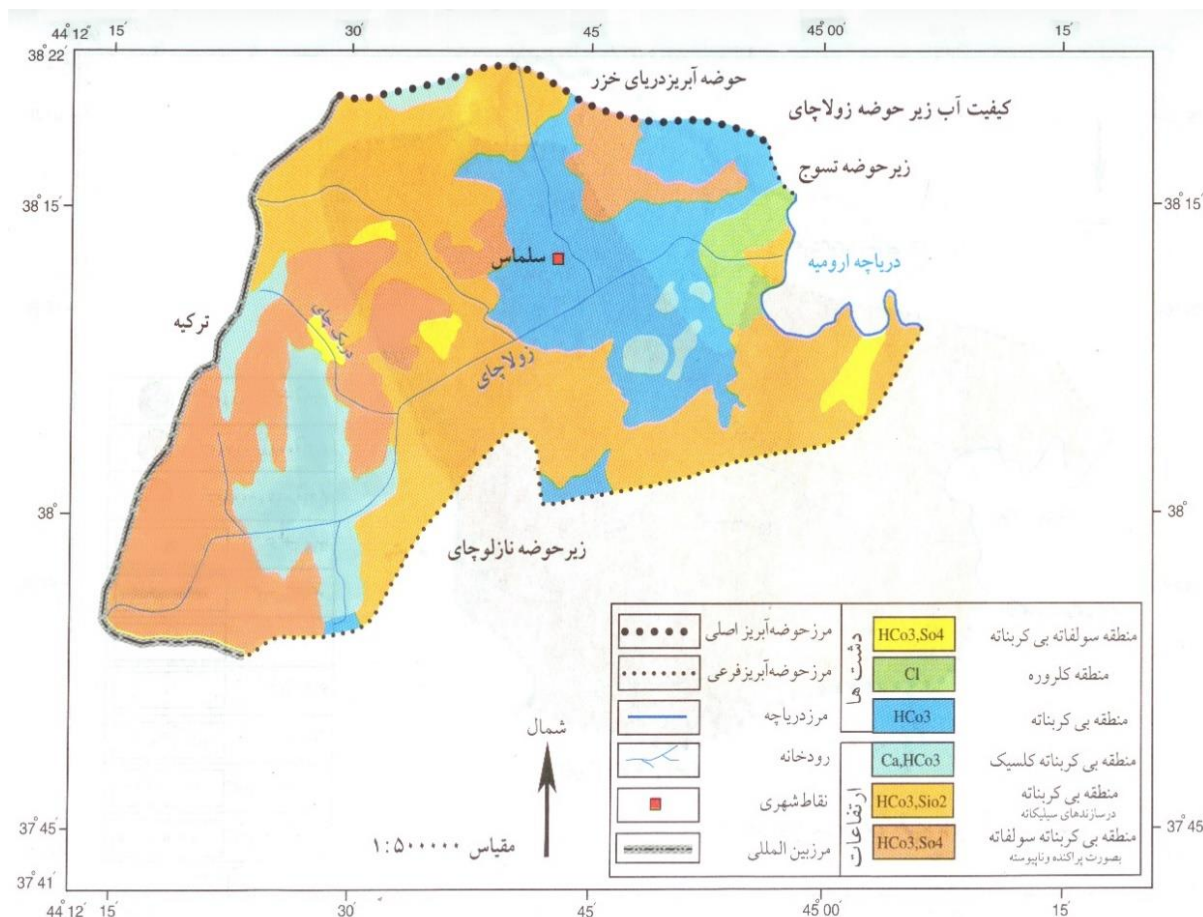
زیرحوضه نازلوچای در قسمت غربی دریاچه ارومیه واقع شده و از نظر وسعت سومین زیر حوضه از حوضه آبریز دریاچه ارومیه می باشد. حدود جغرافیایی آن از شمال به زیرحوضه زولاچای، از جنوب به زیر حوضه مهابادچای، از غرب به کشور ترکیه و از شرق به دریاچه ارومیه محصور می گردد و بین 25 و 44 تا 26 و 45 طول شرقی و 06 و 37 تا 07 و 38 عرض شمالی قرار دارد. رودخانه های مهم این زیر حوضه در جلگه ارومیه و اراضی نسبتاً "مسطح و دشتی آن جریان دارند و منبع تغذیه آنها نزولات جوی و برف های انباشته شده در ارتفاعات می باشد. مساحت زیر حوضه نازلو چای 5100 کیلومتر مربع است که از این مقدار 3226/5 کیلومتر مربع در سطوح ارتفاعی 900 تا 1800 متر، 1712/5 کیلومتر مربع در سطوح ارتفاعی 1800 تا 2700 متر و 125 کیلومتر مربع در سطوح ارتفاعی بالاتر از 2700 متر واقع شده است. از رودخانه های مهم آن می توان به نازلو چای به طول 95 کیلومتر، برده سوریا شهر چای (78 کیلومتر)، باراندوزچای (65 کیلومتر)، روضه چای (56 کیلومتر)، شیوبرو (54 کیلومتر) و برادوست (35 کیلومتر) اشاره نمود. ارتفاعات مهمی که رودخانه های این زیرحوضه از آنها سرچشمه می گیرند، عبارتند از: کوه های برده رش با ارتفاع 3520 متر، زیارت آبی بون (3509 متر)، بزسینا (3475 متر)، بره یزده (3460 متر)، کمال (3386 متر)، دراوینینگ (3375 متر)، ستاره لوند (3254 متر) و یژه (3243 متر)، مانی هالانه (3238 متر)، مرگ زیارت (3223 متر)، بنار (3214 متر)، خلیل (3212 متر)، کرکوه (3212 متر)، الدرداغ (2960 متر)، دالامپر (2725 متر)، چاپان (2368 متر) و ملاولی (2245 متر)، (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح 1381) (شکل 12).



شکل ۱۲) کیفیت آب زیر حوضه نازلوچای

9.6 زیرحوضه زولاچای

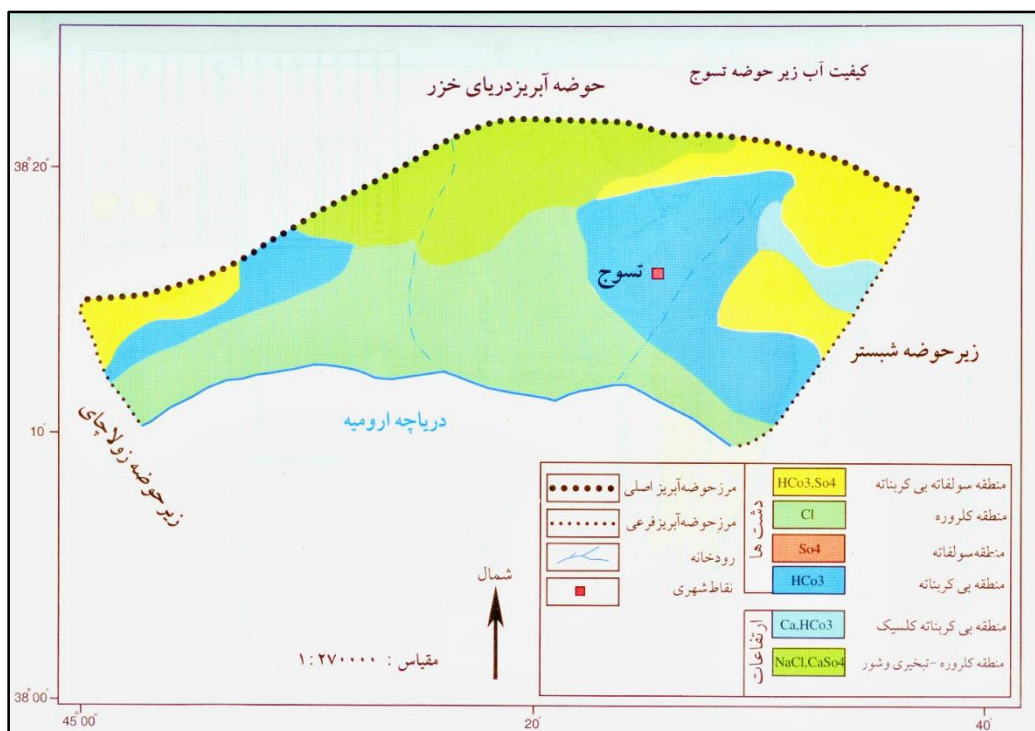
زیر حوضه زولاچای دربخش شمالی دریاچه ارومیه واقع شده وازنظروسعت پنجمین زیرحوضه ازحوضه آبریزدریاچه ارومیه می باشد.حدود جغرافیایی آن، از شمال به حوضه آبریز دریای خزر، از جنوب به زیر حوضه نازلوچای ، از غرب به کشور ترکیه و از شرق به زیر حوضه تسوج و دریاچه ارومیه محصور می گردد و بین 13و44تا29و45 طول شرقی و52و37 تا 24 و37 عرض شمالی قراردارد. مساحت این زیر حوضه 2850 کیلومتر مربع می باشد که از این مقدار 1350 کیلومتر مربع در سطوح ارتفاعی 900 تا 1800 متر، 1400 کیلومتر مربع در سطوح ارتفاعی 1800 تا2700 مترو100کیلومترمربع درسطوح ارتفاعی بالای 2700 متر واقع شده است . رودخانه های این زیر حوضه، اکثرا در دشت سلماس جریان دارند و منبع تغذیه آنها از برف های انباشته شده در ارتفاعات غربی زیرحوضه می باشد. از رودخانه های مهم آن می توان به زولاچای به طول100 کیلومتر، دره لی سو(40 کیلومتر)، خورخورا(39 کیلومتر)، دریک (33 کیلومتر)، سرهلان (30 کیلومتر) وشیدان (29کیلومتر) اشاره نمود.از ارتفاعات مهمی که رودخانه های این زیر حوضه ازآنها سرچشمه می گیرند، عبارتند از: کوه های بریدی با ارتفاع (3097متر)، شمه (2982متر)، برلوک (2973متر)، راول (2910متر)، کل دستمال (2884متر)، حاجی عرب (2867متر)، کوتان کل (2836 متر)، گر(2784 متر)، ساری داش (2765متر) و باباعمر(2631متر). (شکل 13)، (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح 1381)



شکل 13) کیفیت آب زیر حوضه زولاچای (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، 1381)

9.7 زیر حوضه تسوج

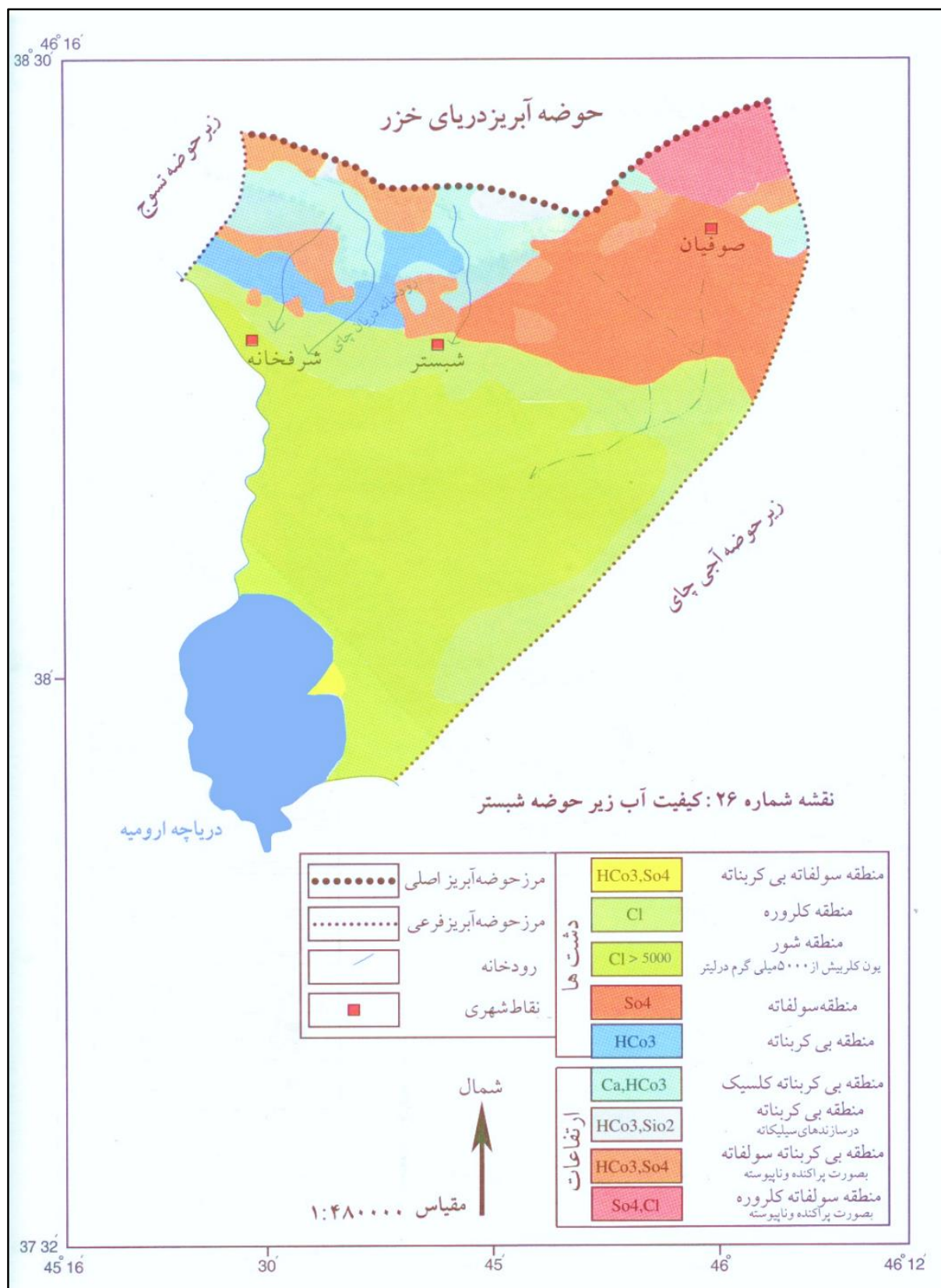
زیر حوضه تسوج در بخش شمالی دریاچه ارومیه واقع شده و از نظر وسعت هشتمین و کوچکترین زیر حوضه از حوضه آبریز دریاچه ارومیه می باشد. حدود جغرافیایی آن، از شمال به حوضه آبریز دریای خزر، از جنوب به دریاچه ارومیه، از غرب به زیر حوضه زولاچای و از شرق به زیرحوضه شبستر محصور میگردد و بین 59 و 44 تا 29 و 45 طول شرقی و 13 و 38 تا 23 و 38 عرض شمالی قرار دارد. مساحت این زیرحوضه 575 کیلومتر مربع می باشد که از این مقدار 475 کیلومتر مربع در سطوح ارتفاعی 900 تا 1800 متر و 100 کیلومتر مربع در سطوح ارتفاعی 1800 تا 2700 متر واقع شده است. از رودخانه های مهم آن می توان به تسوج به طول 25 کیلومتر، الماس 22 کیلومتر، انگشتجان 18 کیلومتر، چهارگان 18 کیلومتر و نیوان چای 18 کیلومتر اشاره نمود. ارتفاعات مهمی که رودخانه های این زیرحوضه از آنها سرچشمه می گیرند عبارتند از: کوه های علمدار با ارتفاع 3135 متر، اوزون یل 2886 متر، سیاه سر 2455 متر، قازان 2439 متر، قاطر اوچان 2382 متر و گوتواران 2370 متر. (شکل 14)، (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح 1381)



شکل 14) کیفیت آب زیر حوضه تسوج (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، 1381)

9.8 زیر حوضه شبستر

زیر حوضه شبستر در شمال شرق دریاچه ارومیه واقع شده و از نظر وسعت ششمین زیر حوضه از حوضه آبریز دریاچه ارومیه می باشد. حدود جغرافیایی آن از شمال به حوضه دریای خزر، از جنوب و شرق به زیر حوضه آجی چای و از غرب به دریاچه ارومیه و زیر حوضه تسوج محصور می گردد و بین 25 و 45 تا 05 و 46 طول شرقی و 37 و 44 تا 24 و 37 عرض شمالی قرار دارد. مساحت این زیر حوضه 2625 کیلومتر مربع می باشد که از این مقدار 2375 کیلومتر مربع در سطوح ارتفاعی 900 تا 1800 متر، 200 کیلومتر مربع در سطوح ارتفاعی 1800 تا 2700 متر و 50 کیلومتر مربع در سطوح ارتفاعی بالای 2700 متر واقع شده است. بیشتر رودخانه های این زیر حوضه در بخش شرقی شهرستان شبستر جریان دارند و منبر تغذیه آنها نزولات جوی و برف های انباشته در ارتفاعات شمالی زیر حوضه است. از رودخانه های مهم آن می توان به پیام به طول 50 کیلومتر، دره چای (25 کیلومتر) کفتر علی چای (25 کیلومتر) و هریس (22 کیلومتر) اشاره نمود. ارتفاعات مهمی که رودخانه های این زیر حوضه از آنها سرچشمه می گیرند، عبارتند از: کوه های اوزون یل با ارتفاع 2886 متر، میشاب 2784 متر و میشو 2866 متر. (شکل 15)، (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح 1381)



شکل ۱۵) کیفیت آب زیر حوضه شبهستر (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، ۱۳۸۱)

10 زمین شناسی حوضه آبریز دریاچه ارومیه

زمین شناسی حوضه آبریز دریاچه ارومیه سیمای کنونی تشکیلات زمین شناسی نتیجه رخدادهای زمین ساختی است که طی دورانهای مختلف زمین شناسی رخ داده است. بر اثر این رخدادهای نهشته های رسوبی چین خورده، دگرگون شده و بالاخره در اثر فازهای فشاری و کششی و فعالیتهای ماگمایی، سنگهای آذرین و دگرگونی شکل گرفته اند. توصیف ویژگی های زمین شناسی عمومی ناحیه به علت موقعیت زمین ساختی و نزدیک شدن دو چین خوردگی عظیم البرز- زاگرس میباشد. زمین شناسی خاص حوضه آبریز دریاچه ارومیه موجب شوری دریاچه ارومیه می شود که بعداً در مورد آن بحث خواهد شد. در حوضه آبریز دریاچه ارومیه 24 دشت وجود دارد. در جدول شماره 1، اسامی این دشتهای در زیر حوضه ها ارائه شده است. (شرکت مهندسين مشاور یکم، 1381)

10.1 دشتهای حوضه دریاچه ارومیه:

جدول 1) اسامی دشت های حوضه آبریز دریاچه ارومیه

نام دشت	زیر حوضه	زیر حوضه	نام دشت
سراب دوزدوزان	زیر حوضه آجی چای (زیر حوضه 3)	زیر حوضه زولاچای (سلماس) (حوضه 1)	سلماس
بستان آباد			هورسین
			سرو
			تلو
مهربان هریس			سیلوانا
تبریز- آذر شهر			زیوه
سقز	زیر حوضه زربنه رود (زیر حوضه 6)	زیر حوضه تسوج (زیر حوضه 2)	ارومیه
شاهین دژ			صوفیان - تسوج
باروق		زیر حوضه صوفی چای (زیر حوضه 5)	عجب شیر
شرق میاندوآب			مراغه - بناب
بوکان			نقده - اشنویه
ملکان		زیر حوضه مهاباد چای (زیر حوضه 8)	مهاباد
حاجی آباد	زیر حوضه سیمینه رود (زیر حوضه 7)		
شرق میاندوآب			

زیر حوضه 4 عمدتاً شامل خود دریاچه و جزایر آن به همراه اراضی مستغرق حاشیه آنهاست.

10.2 واحدهای زمین ساختی

این حوضه را می‌توان بر اساس جنبه های زمین شناسی خاص و زمین ساختی به چند منطقه کلی تقسیم نمود(شکل 16)

در یک برش از جنوب غربی به شمال شرقی منطقه مطالعاتی، واحدهای زمین ساختی- رسوبی عمده منطقه عبارتند از :

10.2.1 زون ارومیه- همدان

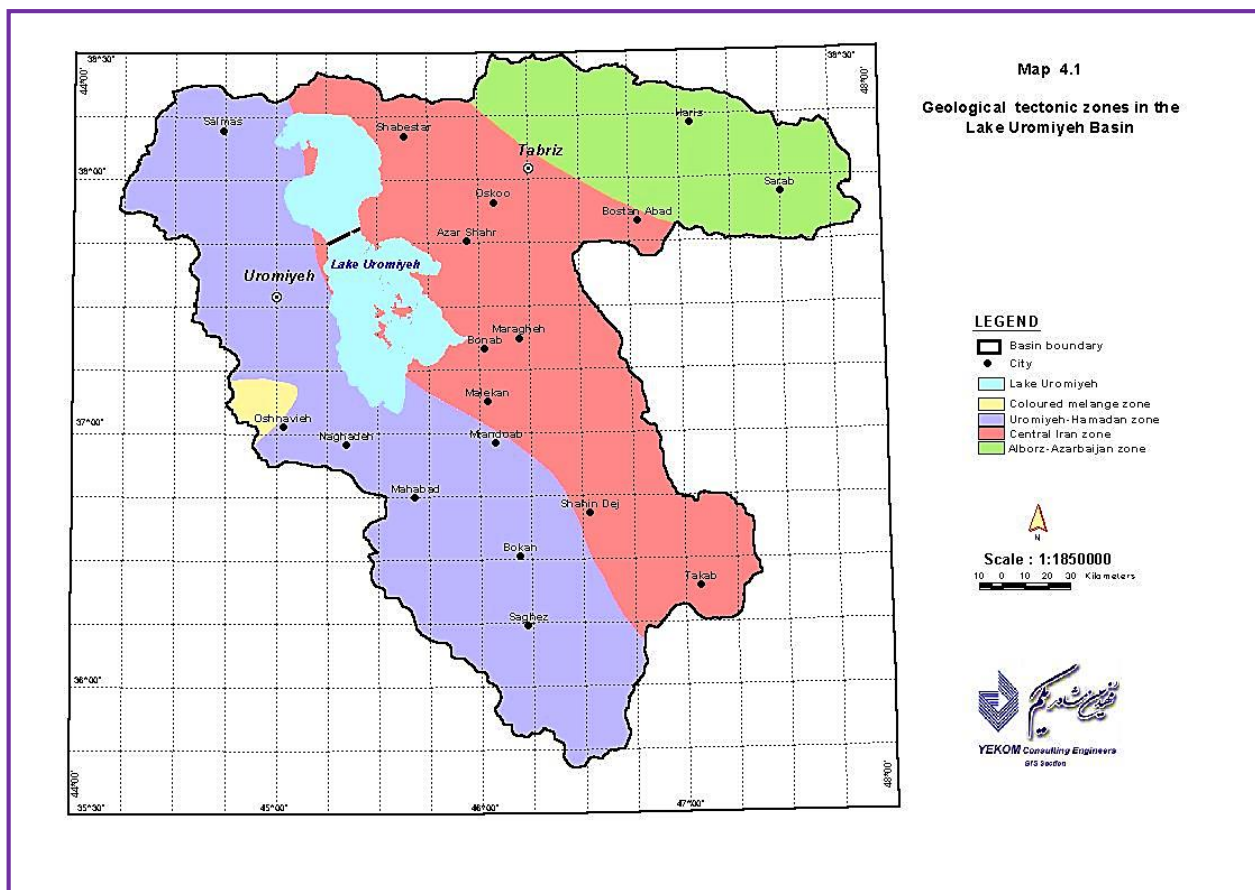
10.2.2 زون آمیزه رنگین

10.2.3 زون ایران مرکزی

10.2.4 زون البرز- آذربایجان

از آنجائیکه خصوصیات ساختاری و سنگ چینه ای هریک از زونهای فوق الذکر متفاوت از یکدیگر میباشد بنابر این مشخصات زمین ریختی، مقاومت هریک از آنها در مقابل فرسایش و عوامل ساختاری با یکدیگر متفاوت می‌باشد. (

شرکت مهندسين مشاور یکم، 1381)



شکل 16) واحد های زمین شناختی حوضه دریاچه ارومیه

10.2.1 زون ارومیه- همدان

این زون بصورت نوار طویل و باریک با پهنای 80 تا 100 کیلومتر در غرب منطقه واقع شده و شامل مجموعه ای از سنگهای آمیزه رنگین، دگرگونی و رسوبات پلاتفرمی پالئوزوئیک (عمدتاً به سن پرمین) می باشد. این مجموعه مورد تهاجم توده های نفوذی گرانیتی و دیوریتی واقع شده و بوسیله فلیش های پالئوژن و سنگ آهک و رسوبات تخریبی چین خورده ائوسن- الیگوسن پوشیده شده اند.

1.2.2 زون آمیزه رنگین

این زون منطقه کوچکی را پوشش می دهد و شامل سنگهای فرا بازی، گابرو و دیوریت، رادیولاریت و آهکی می باشد.

1.2.3 زون ایران مرکزی

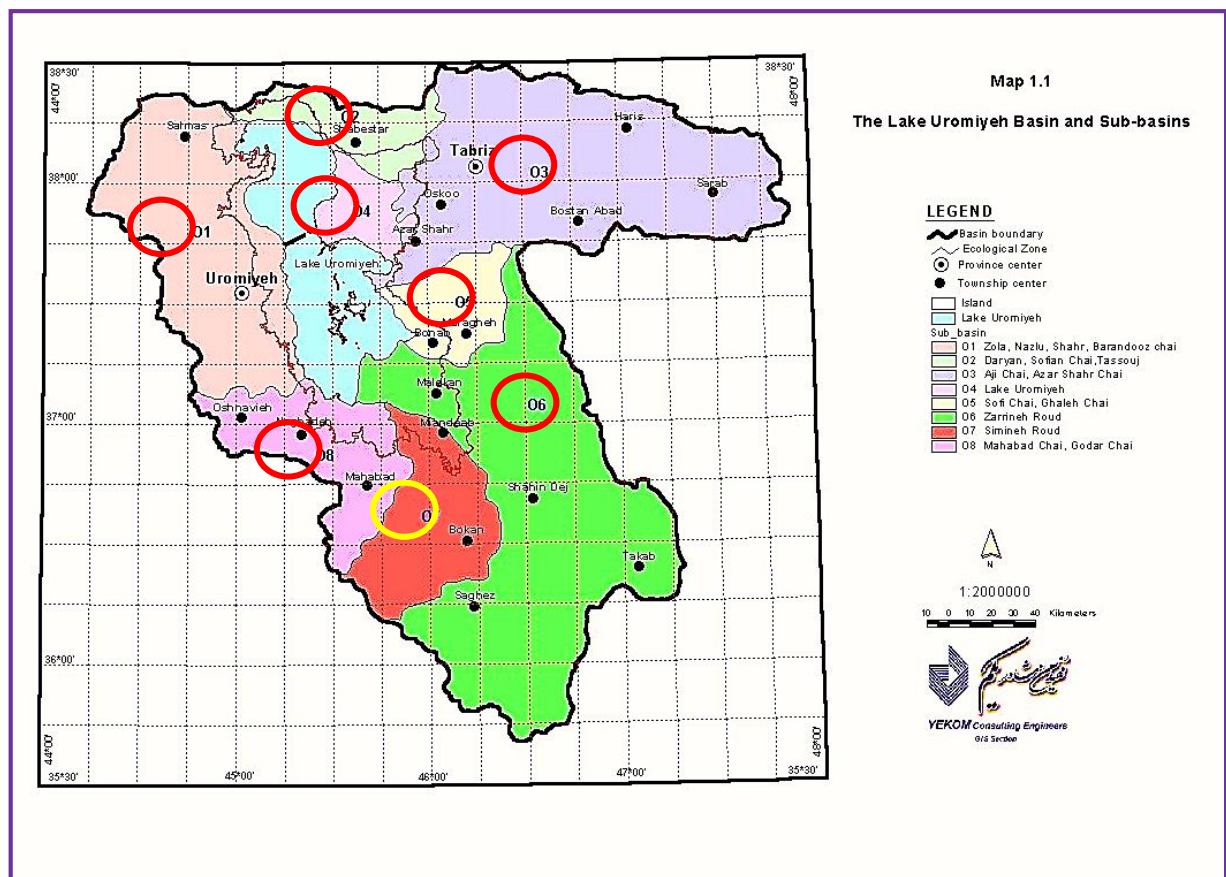
این زون در شرق زون ارومیه- همدان واقع شده و شامل سنگهای دگرگونی و رسوبات پلاتفرمی پالئوزوئیک است. این زون تا شمال دریاچه ارومیه امتداد داشته و از سمت شمال و شرق توسط گسل تبریز- صوفیان- بستان آباد محدود می‌گردد. این گسل نقش مهمی در ریخت شناسی منطقه ایفا می‌کند. از ویژگیهای این زون، وجود آتشفشان سهند (377 متر) و دریاچه ارومیه بعنوان یکی از معدود دریاچه های فوق اشباع می‌باشد. دره زربینه رود را میتوان به عنوان سرحد زون ایران مرکزی با زون ارومیه- همدان تلقی کرد.

1.2.4 زون البرز- آذربایجان

ارتفاعات البرز با روند شمال غرب- جنوب شرق به هنگام عبور از شرق میانه تغییر امتداد داده و با روند شمال- شمال شرق تا فرو نشست اردبیل ادامه پیدا می‌کند. آذربایجان شمالی منطقه ای را شامل می‌شود که در شمال شرقی گسل تبریز و غرب کوههای تالش قرار دارد. آتشفشان سبلان (4810 متر) بر این منطقه اشراف دارد و متشکل از گدازه و خاکسترهای آتشفشانی می‌باشد. نواحی جنوبی کوه سبلان توسط رود آجی چای به دریاچه ارومیه و مناطق واقع در شرق و غرب آن نیز توسط قره سو و اهرچای به ارس زهکشی می‌شوند. در شمال دره آجی چای کوههای ارسباران به سبلان می‌پیوندند و با روند غرب- شمال غرب تا ناحیه جلغا ادامه پیدا می‌کند. در شرق این رشته کوه، ارتفاعات اوغلان داغ (315 متر) و قوشه داغ (3149 متر) واقع است، که عمدتاً از سنگهای ولکانیکی پالئوسن و ائوسن و سنگهای گرانیتی تشکیل شده است. (شرکت مهندسین مشاور یکم، 1381)

10.3 زمین شناسی حوضه آبریز دریاچه ارومیه

محدوده جغرافیایی زیر حوضه های دریاچه ارومیه در شکل 17 آمده است. مشروح زمین شناسی واحدها و کلاسههای مختلف لیتولوژیکی حوضه آبریز دریاچه به شرح زیر است: (شرکت مهندسین مشاور یکم، 1381)



شکل 17) حوضه دریاچه ارومیه به همراه تقسیمات زیر حوضه آن

10.3.1 زمین شناسی زیر حوضه زولاچای (زیر حوضه 1)

قدیمی ترین سنگهای این منطقه شامل مجموعه سنگهای آتشفشانی دگرگون شده، مجموعه آمفیبولیت و مجموعه دگرگونی سیلوانا است. بر روی آنها نهشته های تخریبی کربناته کامبرین و اردوئین با ناپیوستگی قرار می گیرد. رسوبات کربناته پرمین از نظر ضخامت و سطح گسترش زیادی داشته ولی نهشته های تریاس و ژوراسیک گسترش کمی دارند. نهشته های کرتاسه با رخساره شیلی و کربناته با ناپیوستگی، نهشته های پرمین را می پوشانند. در جنوب و غرب زیر حوضه نیز سنگهای آمیزه رنگین گسترده شده اند که باقیمانده پوسته اقیانوسی را به نمایش می گذارند. نهشته های متعلق به ترشیاری در بخشهای شمال غربی زیرحوضه با ناپیوستگی بر روی سنگهای کرتاسه قرار می گیرند ولی در سایر مناطق، با دگرشیبی نهشته های کهن پالئوزوئیک و پرکامبرین را می پوشانند. در خصوص تکتونیک غالب بر منطقه می توان گفت بر اثر حرکات اواخر کرتاسه چین خوردگی و دگرگونی خفیف حادث شده است. گسل احتمالی از ماکو به طرف جنوب ادامه

دارد و از غرب دریاچه گذشته و به رودخانه زرینه رود می‌رسد. از رودهای غالب این زیر حوضه میتوان به زالوچای، نازلوچای، شهرچای، باراندوز چای اشاره کرد.

10.3.2 زمین شناسی زیرحوضه تسوج (زیر حوضه 2)

قدیمی ترین سنگهای منطقه به پرکامبرین تعلق دارد و شامل سنگهای دگرگونی وتوف می‌باشد. بر روی این سنگها دولومیت های توده ای و ماسه سنگ های قرمز و آهک های متبلور مربوط به کامبرین قرار گرفته است. در ادامه شیل های سبز و ماسه سنگ و سنگ آهک دوران دوم و مارن خاکستری و ماسه سنگ قرمز و کنگلومرای سنوزوئیک سازندهای بالا را می‌پوشانند. خصوصیات تکتونیکی غالب در منطقه شامل گسل معکوس برکشلوکه با روند شرقی- غربی درشمال غرب زیر حوضه واقع است و رسوبات کواترنری را قطع می‌کند. بعلاوه گسلهای تسوج، گسل معکوس شرفخانه، گسل جنوب میشو، گسل شمال میشو، گسل معکوس صوفیان و گسل تبریز را می‌توان بعنوان گسلهای فعال و مهم کواترنری در نظر گرفت. از رودهای غالب این زیر حوضه میتوان به داریان، صوفیان چای، تسوج اشاره نمود.

10.3.3 زمین شناسی زیرحوضه آجی چای (زیر حوضه 3)

از ویژگیهای این زیرحوضه آتشفشان سهند و گسل معکوس تبریز است. گسل تبریز یکی از مهمترین ساختهای منطقه بوده و نقش عمده ای در مورفولوژی کنونی زیرحوضه، تشکیل دشت تبریز و دریاچه ارومیه ایفا کرده است. قدیمی ترین سنگهای این زیرحوضه شامل سنگهای دگرگونی وتوف مربوط به پرکامبرین دولومیت توده ای و ماسه سنگهای قرمز و آهکهای متبلور مربوط به کامبرین می‌باشد. شیل های سبزرنگ دوره ژوراسیک و کنگلومرا، شیل آهکی، آهک تخریبی و سنگهای آتشفشانی دوره کرتاسه و همچنین سنگهای نفوذی ترشیاری از واحدهای سنگی دیگر در این زیر حوضه می‌باشند. خصوصیات تکتونیکی غالب در منطقه شامل گسل بنیادی تبریز که از بخش میانی این زیر حوضه عبور کرده و بالا آمدگی قوشه داغ که تحت تأثیر توده های آذرین و همچنین یک ساختمان کمانی بزرگ که تا جنوب خاوری آبادی هیق کشیده شده، می‌باشد. جهت گسل معکوس تبریز، شمال غربی- جنوب شرقی و شیب آن به سمت شمال

غرب بوده و حدود 90 کیلومتر آن در این زیر حوضه واقع است. از رودهای غالب این زیر حوضه میتوان به آجی چای و آذرشهر چای اشاره نمود.

10.3.4 زمین شناسی زیر حوضه جزایر و حاشیه پیکره آبی دریاچه ارومیه (زیر حوضه 4)

این زیر حوضه، دریاچه ارومیه، جزایر آن و برخی نواحی غرقابی حاشیه ای را در بر می گیرد. از نظر ریخت شناسی کف دریاچه تقریباً مسطح و یا با شیب خیلی کم به طرف مرکز و شمال دریاچه می باشد در قسمت اعظم کف دریاچه ریل مارک دیده می شود ولی در نقاط عمیق تر، برجستگی های پشته مانندی به طول 20 تا 30 متر با پهنای 5 تا 10 متر و به ارتفاع 1 تا 2 متر دیده میشود. جنس این پشته ها از آراگونیت است. رسوبات دریاچه بطور عمده از نهشته هایی شامل کربنات ها و انواع رسوبات نمکی تشکیل شده است. مقدار متناهی از نهشته های تخریبی نیز از طریق رودخانه های دائمی و موقت وارد این دریاچه می شوند. جزایر موشکین و اسپیر از نهشته های کرتاسه شامل شیل، ماسه سنگ کوارتزیتی و سنگ آهک تشکیل شده اند که برونزدهای آن را در سایر جزایر میتوان مشاهده کرد. سنگهای آذرین بازیک کرتاسه نیز به طور وسیع در جزیره گلسنگ گسترده شده اند. در جزایر کبودان، اشک و کمان نیز سنگ آهک به رنگ خاکستری سفید نئوژن (معادل سازند قم) تمام و یا بخش عمده آن مناطق را به خود اختصاص داده است. بدین ترتیب در این منطقه دریاچه بستری از سنگهای کرتاسه و الیگومیوسن قرار دارد. جزایر اسلامی و ناخدا نیز از آندزیت، سنگهای متوسط همراه آن و برش های ولکانیکی تشکیل گردیده است.

10.3.5 زمین شناسی زیر حوضه صوفی چای (زیر حوضه 5)

آتشفشان سهند (377 متر) بلندترین ارتفاع این منطقه است که بر این زیرحوضه اشراف دارد. رسوبات پرکامبرین در این زیرحوضه رخنمون ندارد. کهن ترین برونزدها مربوط به رسوبات تخریبی و کربناته پالئوزوئیک است که در بخش میانی زیر حوضه گسترش دارند. رسوبات مزوزوئیک توسط خاکسترهای آتشفشانی و سنگهای آذر آواری آتشفشان سهند و آندزیت های میوسن احاطه می شوند. چماقلوداگی در شمال شرق زیر حوضه و ولکانیک های ائوسن در شمال مراغه مشاهده می شود. علاوه براین، تشکیلات کواترنر در این منطقه با پادگانه های آبرفتی جوان و مخروط افکنه های آبرفتی در پهنه دشتهای، آبرفت های عهد حاضر در بستر رودخانه ها و همچنین زمین لغزش در رسوبات (شرق چماقلوداگی) مشخص می باشد. ترکیب تکتونیکی منطقه بطور وسیعی بوسیله سنگهای حاصل از فعالیت های آتشفشانی سهند پوشانیده

شده است. راستای گسله های غالب منطقه شمال شرق - جنوب غرب می باشد. در جنوب منطقه گسله هایی با راستای شمال غرب - جنوب شرق نیز دیده می شود. از رودهای غالب آن زیر حوضه میتوان به صوفیان چای و قلعه چای نام برد.

10.3.6 زمین شناسی زیر حوضه زرینه رود (زیر حوضه 6)

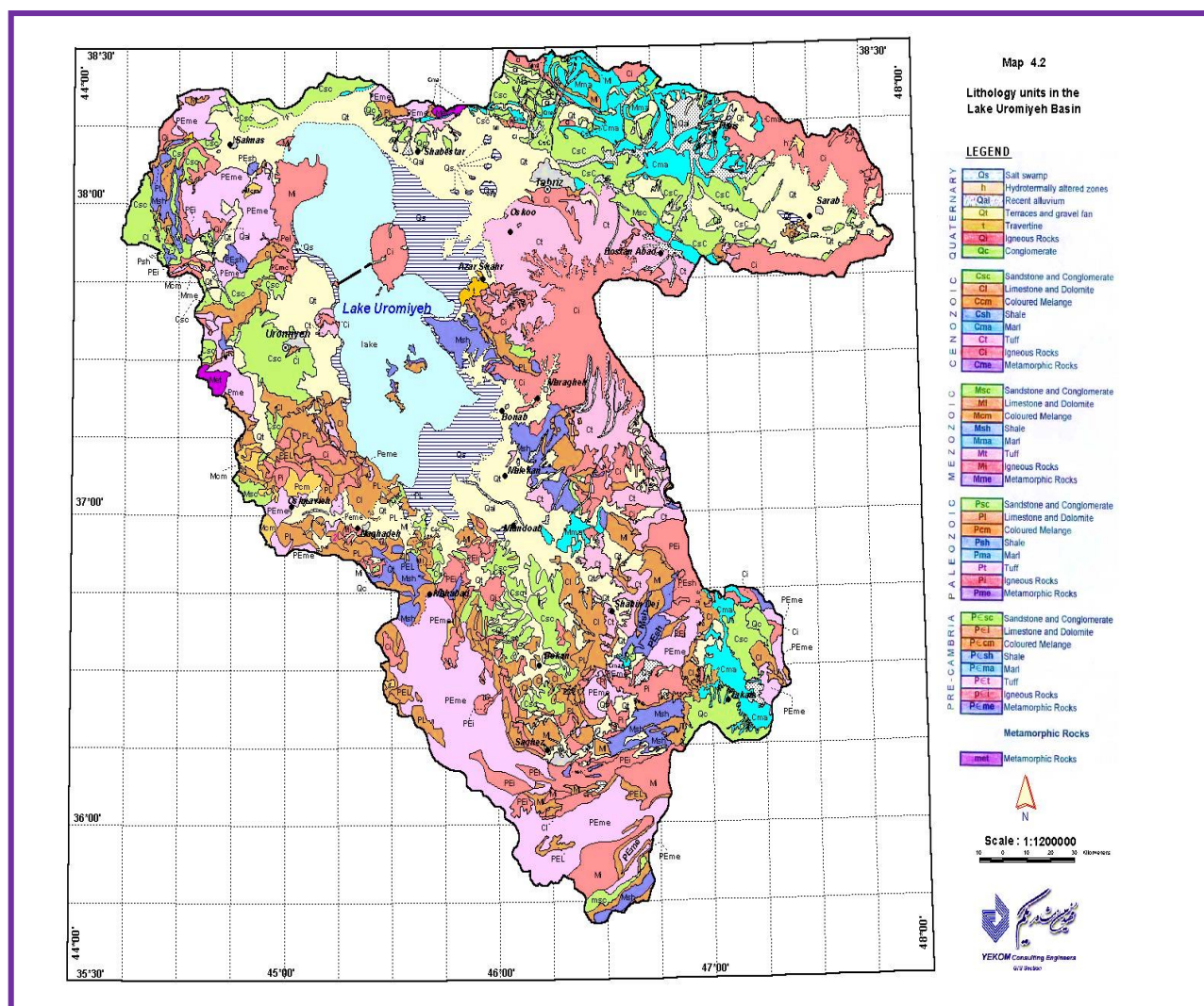
کهن ترین سنگهای این زیرحوضه به پرکامبرین متعلق است که در نواحی جنوبی منطقه برونزد دارند. پوشش پلاتفرم متشکل از نهشته های تخریبی و کربناته در بخشهای میانی زیرحوضه می باشد و ماگماهای پرکامبرین در قالب گدازه های اسیدی و گرانیت رخمون دارند. در نهشته های مزوزوئیک، بیشترین گسترش را سنگهای آذرین کرتاسه و ترشیاری به خود اختصاص می دهد، که در کرتاسه با آندزیت و در ترشیاری با توده های گرانیت نفوذی ظاهر می شود. شمال زیر حوضه را خاکستر و مواد آذر آواری به همراه گدازه های بازیک سهند در اختیار دارند. این زیر حوضه را دو زون ایران مرکزی و ارومیه - همدان می پوشانند. محل برخورد این دو زون بر گسل ارومیه منطبق است. حرکات زمین ساختی پرکامبرین در این منطقه علاوه بر دگرگون ساختن سنگهای پرکامبرین، شکل گیری سنگهای نفوذی گرانیت دوران و روانه های خروجی را نیز به دنبال داشته است. رودخانه غالب این زیر حوضه زرینه رود می باشد.

10.3.7 زمین شناسی زیر حوضه سیمینه رود (زیر حوضه 7)

کهن ترین سنگهای این زیرحوضه به پرکامبرین تعلق دارد که به همراه توده های نفوذی گرانیتی در نیمه جنوبی منطقه گسترده شده اند. سنگهای تخریبی و کربناته پالئوزوئیک به همراه نهشته های کرتاسه که به طور دگرشیب توسط رسوبات دریای قم پوشیده شده اند، سایر نواحی زیر حوضه را در اختیار دارند. بخشی از این نهشته ها توسط مواد آتشفشانی کوآترنر پوشیده می شوند. در محدوده این زیر حوضه دو منطقه عمده زمین ساختی تشخیص داده می شود. زون جنوبی به صورت یک منطقه بالا آمده عمدتاً از سنگهای دگرگونی پرکامبرین تشکیل گردیده که درون آن توده های گرانیتی (دوران) نفوذ کرده است. روند این زون شمال غربی - جنوب شرقی است. زون شمال غالباً از نهشته های کرتاسه و سنگهای اولیگومیوسن تشکیل گردیده که بویژه در مرز غربی زیر حوضه دیده می شوند. رودخانه غالب این زیر حوضه سیمینه رود می باشد.

10.3.8 زمین شناسی زیر حوضه مهاباد چای (زیر حوضه 8)

سنگ های دگرگونی و ولکانیکی پرکامبرین کهن ترین سنگهای زیرحوضه را تشکیل می دهند که در نواحی مرکزی عمدتاً توسط رسوبات کرتاسه پوشیده شده اند. نهشته های تخریبی، کربناته کامبرین و پرمین بیشتر در پهنه مهاباد و نقده- جلدیان گسترده شده اند. رسوبات دریایی قم نیز با دگرشیبی سنگهای کهن را در شمال شرق زیرحوضه می پوشانند. محدوده این زیرحوضه، منطقه چین خورده و گسل خورده ای را تشکیل می دهد که مناطق ساختمانی چندی در آن قابل تشخیص است. روند عمومی ساختمانهای منطقه عمدتاً شمال غربی- جنوب شرقی، و شبکه ای از گسله ها که بطور عمده دارای همین راستا هستند، آنها را تحت تأثیر قرار داده اند. پهنه مهاباد متشکل از سنگهای پرکامبرین و نهشته های پالئوزوئیک بر روی رسوبات کرتاسه این ناحیه رانده شده است. رودهای غالب این حوضه دو رود مهاباد چای و گذار چای می باشد. (شرکت مهندسین مشاور یکم، 1381)



نقشه 1: نقشه زمین شناسی حوضه آبریز ارومیه

11 زمین شناسی ساختمانی و زمین ساخت دریاچه ارومیه و پیرامون آن

دریاچه ارومیه در شمال باختری ایران و در قسمت های باختری آذربایجان قرار دارد. بنا بر مطالعات زمین شناسی این محدوده بر اساس تقسیم بندی زمین ساختی ایران توسط (نبوی، 1355) در پهنه های زمین ساختی - مهاباد (بخش های باختری و جنوبی دریاچه) و البرز آذربایجان (بخش های خاوری و شمالی دریاچه) قرار دارد. بر این اساس ویژگی های زمین ساختی دریاچه ارومیه و ارتفاعات و مناطق پیرامون آن با سرگذشت تاریخی دو پهنه یاد شده رابطه تنگاتنگی داشته است. به این جهت در زیر به شرح کوتاهی از رویداد های زمین ساختی پهنه های مذکور پرداخته میشود. رشته

کوه های باختری و جنوبی دریاچه از دید زمین ساختی در پهنه خوی – مهاباد قرار دارد. رویداد های زمین ساختی که توسط (Eftekharneshad,1980) تشخیص داده شده است به قرار زیر می باشد.

11.1 جنبش زمین ساختی پرکامبرین پسین:

نتیجه فعالیت این جنبش تشکیل سنگ هایی به قدمت 600 تا 1000 میلیون سال می باشد که ناشی از فعالیت یک دوره کوتاه آتشفشانی و خروج ماگمای اسیدی بوده است. دیگر مشخصه مهم این رویداد، وجود دگر شیبی میان سازند های بایندر و گرانیت دوران می باشد. از دیگر عوارض آن چین خوردگی، گسلش، نفوذ توده های آذرینی و به وجود آمدن برجستگی های زمین در آن پهنه است. یاد آوری میشود این پهنه زمین ساختی را سکوی بالا آماده مرکزی پالئوزویک نامیده اند (Eftekharneshad,1980).

11.2 جنبش های زمین ساختی پالئوزویک:

پیامد این جنبش ها بالا آمدگی زمین و فقدان رسوب گذاری، نبود های چین زمان های سیلورین، دونین و کربونیفر اثر های برجسته رخداد های یاد شده در این پهنه می باشد. دگر شیبی میان رسوبات پرمین و نهشت های قدیمی تر نیز از آثار این جنبش ها است.

11.2.1 جنبش های زمین سختی کیمرین پیشین:

این جنبش ها در منطقه با چین خوردگی، گسلش و جابه جایی عمودی همراه بوده است.

11.2.2 جنبش های زمین شناختی کیمرین پسین:

پیامد این جنبش ها در مرز شمال باختری باعث جداشدگی سکوی ایران مرکزی در امتداد خطواره زرینه رود از پهنه خوی – مهاباد بوده است. جنبش های یاد شده با گرانیت زایی همراه بوده و بر اثر آن دگرگونی مجاورتی با سنگ های دربرگیرنده به وجود آمده است.

11.2.3 جنبش های زمین ساختی کرتاسه بالایی:

از آثار این جنبش ها وجود نا پیوستگی های رسوبی در نهشته های کرتاسه بالایی، خرج سنگ های آتشفشانی از نوع بازالت، اسپیلیت و انواع توف های مربوط به آن ها و همچنین تشکیل آمیزه رنگین را در بخش هایی از این پهنه میتوان نام برد.

11.2.4 جنبش های زمین ساختی لارامید:

پیامد آن چین خوردگی، گسلش، تشکیل خطواره های تکتونیکی و گرانیب زایی که در سطح وسیعی صورت گرفته است، دگرگونی های مجاورتی نسبتا شدید و دگرگونی های ناحیه ای با رخساره شیست سبز بوده است.

11.2.5 جنبش های زمین ساختی آلی:

جنبش های زمین ساختی در ترشیری با رورانندی، کوتاه شدگی پوسته، پایدار شدن فرونشست های حاشیه ای همراه بوده است. افزون بر آن خروج مواد آذرین بیرونی و جابه جایی در سطح برخی از گسل های منطقه را میتوان از عوارض آن دانست.

در مورد دریاچه ارومیه و ارتفاعات شمالی و خاوری آن همانگونه که ذکر شد در پهنه زمین ساختی البرز- آذربایجان قرار گرفته اند و مرز آن را با پهنه خوی - مهاباد خطواره زربینه رود را تشکیل میدهد. قدیمی ترین آثار زمین ساختی در این پهنه مربوط به کوهزایی آسنیتیک و جنبش های زمین ساختی پرکامبرین پسین است که با خروج مواد آذرین و نبودهای رسوبی همراه بوده است. حرکات تکتونیکی کالدونین و هرسنین در پالتوزویک نبوده های چینه ای سیلورین، دونین و کربونیفر را در پی داشته است و جنبش های کیمرین پیشین با پیامد های متفاوتی همراه بوده است. در کیمرین پیشین این حرکات با فعالیت ولکانیکی همراه بوده (وجود سنگ آذرین در قاعده سازند شمشک)، در صورتی که پیامد کیمرین پسین چین خوردگی رسوبات و به وجود آمدن درگرشایی میان نهشت های کرتاسه زیرین (در قاعده) و رسوبات متعلق به ژوراسیک و قدیمی تر می باشد. حرکات کوهزایی سبب چین خوردگی، گسلش و ایجاد آتشفشان در کوه های شمالی دریاچه شده و دلیل شکل گیری نهایی و ریخت شناسی کنونی ارتفاعات خاوری دریاچه هستند. در حالیکه پیامد های آن با خروج سنگ های ولکانیکی در پلیوسن - پلیستوسن همراه بوده است. این فعالیت های تکتونیکی در ارتفاعات شمالی نیز تا پلیستوسن ادامه داشته است. روند های ساختاری و آسه چین ها در هر دو پهنه زمین ساختی عموما در راستای

شمال باختری، جنوب باختری است. از ساختار های تکتونیکی منطقه گسل بزرگ شمال تبریز و خطواره زرینه رود را باید یاد کرد، که از زمان های دور نقش مهمی در ساختار منطقه و تشکیل دریاچه ارومیه ایفا کرده اند. خطواره زرینه رود جدا کننده دو پهنه زمین ساختی خوی - مهاباد و البرز - آذربایجان است و در گذشته فعال بوده است. گسل شمال تبریز از ساختار های تکتونیکی و فعال منطقه بوده است. افزون بر این گسل های کوچک و بزرگ، جنبه و ایستای بیشماری در هر دو پهنه و اطراف دریاچه وجود دارد که از اهمیت کمتری برخوردار بوده اند. به طور کلی منشأ دریاچه ارومیه تکتونیکی بوده و جایگاه آن از دید زمین ساختی از پهنه خرد شده میان پهنه های عربستان و ارومیا و خرده ورقه های ایران و ترکیه قرار دارد و عامل به وجود آمدن فرونشست آن را میتوان به نحوه فعالیت گسل های اصلی منطقه و شاخه های فرعی آن ها نسبت داد. (شرکت مهندسين مشاور معدن آفرین در، 1380)

12 اثر سازندهای زمین شناسی بر منابع آب حوضه آبریز دریاچه ارومیه

در زیرحوضه 2 که شامل ارتفاعات واقع در شمال غربی تبریزی باشد، شیستها، سنگهای درونی متبلور و سنگهای دگرگون، غیرقابل نفوذ می باشند. مارنهای کرتاسه و میوسن بطور کلی غیرقابل نفوذ هستند. آهکهای پالئوزوئیک و کرتاسه بعلت وجود بخشهای شکافدار دارای قابلیت نفوذ مناسبی می باشند. در قسمت اعظم دره آجی چای گسترش مارن های نئوژن همراه با ماسه سنگ و کنگلومرا دیده می شود که این نهشته ها حاوی مقادیر زیادی گچ و نمک هستند و گذشته از آن مارنها غیرقابل نفوذ می باشند. بنابراین نه تنها از نظر کمی تأثیر مثبتی بر منابع آب ندارند بلکه بواسطه داشتن گچ اثر کیفی بر آن داشته و باعث افزایش املاح آب می گردند. در سراب و بستان آباد (زیر حوضه 3) علاوه بر گسترش مارن و کنگلومرا و ماسه سنگ، سنگهای آذرین درونی کوه بزقوش، تقریباً غیرقابل نفوذ بوده و در منابع آب بی تأثیر هستند. ولی سنگهای آتشفشانی ناحیه بعلت دارا بودن درز و شکاف دارای قابلیت نفوذپذیری مناسبی بوده و در تغذیه آب زیرزمینی تأثیر داشته و موجب تشکیل چشمه های متعددی شده اند. در ارتفاعات اطراف دشتهای ملکان و میانداوب (زیر حوضه 6) نیز سازندهای مختلفی گسترش دارند که اثرات نفوذ متفاوتی روی منابع آب زیرزمینی دارند. آهکهای کرتاسه بعلت وجود درز و شکاف دارای قابلیت نفوذ مناسبی بوده و باعث تشکیل چشمه های متعددی شده اند. نهشته های کنگلومرایی، آهکی و مارنی ائوسن بعلت نفوذ پذیری کم و عدم گسترش در تغذیه آب زیرزمینی دشت چندان مؤثر نمی باشد. آهکهای اولیگومیوسن (سازند قم) بعلت وجود درز و شکاف فراوان و گسترش وسیع در تغذیه آب زیرزمینی

اهمیت زیادی دارند. بعلت وجود لایه های مارنی در این آهکها آب های نفوذی پس از برخورد به آنها به صورت چشمه ظاهر می گردند. بطور کلی از نهشته های حاشیه دشت میاندوآب فقط سازندهای آهکی نسبتاً قابل نفوذ محسوب می گردند. آهکها و دولومیت های منطقه نرده و اشنویه (زیر حوضه 8) قابل نفوذ بوده، دارای منابع آب زیرزمینی کارستیک می باشند. در ارتفاعات اطراف مهاباد تنها رسوبات آهکی کرتاسه بعلت درز و شکافهای فراوان از قابلیت نفوذ مناسبی برخوردار است. در ارتفاعات شرقی و جنوب شرقی بوکان (زیر حوضه 7) نیز رخنمون های نسبتاً مرتفعی از آهک مشاهده می شود که قابلیت نفوذ زیادی دارند. این امر بعلت وسعت و کیفیت کارستی شدن در آهکها می باشد. در منطقه سقر سازندهای کرتاسه با افق های شیلی همراه است که این شیل ها درکاهش نفوذپذیری آهکها مؤثر می باشند. در منطقه ارومیه و سلماس (زیر حوضه 1) سنگهای تشکیل دهنده ارتفاعات را از نظر خواص هیدرودینامیکی میتوان به سنگهای قابل نفوذ، غیرقابل نفوذ و شور تقسیم کرد. آهکهای پالتوزوئیک بعلت وجود شکستگی و درز و شکاف دارای نفوذپذیری زیادی می باشد. سنگهای دگرگونی نیز دارای خصوصیتی مشابه می باشند. مارن و ماسه سنگهای اولیگومیوسن در ردیف نهشته های غیرقابل نفوذ محسوب می شوند ولی در مواردی که دارای شکستگی هستند تا حدی نفوذ پذیر می باشند. کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن های میوپلیوسن عموماً غیرقابل نفوذ هستند. سنگهای آذرین نیز بطور کلی غیرقابل نفوذ در نظر گرفته می شوند. رسوبات شور نیز شامل مارن با ماسه سنگهای رنگین و گچ و نمک هستند که بطور موضعی باعث شور شدن سفره آب زیرزمینی می گردند. (شرکت مهندسين مشاور یکم، 1381)

13 چگونگی تشکیل دریاچه ارومیه

برای تشکیل دریاچه های نمکی شرایط ویژه ای موجود است سه شرط اصلی و اساسی را برای تشکیل چنین دریاچه هایی به شرح زیر لازم دانسته اند. (Kelts & Eugster, 1981)

- 1- مقدار آبی که از هر راهی از دریاچه بیرون میرود باید محدود باشد به طوری که چرخه آبشناسی حوضه بسته ای را موجب شود.
- 2- مقدار تبخیر آب دریاچه نسبت به آب های فرارسیده بیشتر نباشد.
- 3- مقدار آبی که بدان میرسد به اندازه ای باشد که بتوان آنرا یک حوضه بسته رسوبی یا دریاچه نامید.

افزون بر آنچه گفته شد، تشکیل دریاچه ها وابستگی زیادی به عامل های دیگری مانند نیروهای تکتونیکی، کافت سازی، گسلش های بلوکی و راندگی ها دارد. دریاچه ها امکان دارد در دهانه آتشفشان ها، پشت سد طبیعی مانند ماده آذرین، یخرفت، زمین لغزه، بادرفت، گیاهان و جانوران که جلوی گذر رواناب را میگیرند به وجود بی آیند.

دریاچه کم ژرفا و وسیع ارومیه که در یکی از پایین ترین فرونشست های فلات آذربایجان جای دارد، از جمله دریاچه های فوق اشباع از نمک انگشت شماری است که درباره چگونگی و خاستگاه تشکیل آن نگره های چندی بیان شده است.

(Gunther, 1899) را میتوان نخستین کسی دانست که بررسی های خود را بر پای مشاهده عینی و بررسی های آزمایشگاهی بنا نهاده و نتیجه کار را در نوشتاری به عنوان *Contribution to the Natural history of the Lake Urmia* (1899) منتشر کرده است. بررسی های اصلی پژوهشگر یاد شده شامل دریاچه شناسی و بوم شناسی دریاچه ارومیه بوده و کمی هم به زمین شناسی پیرامون دریاچه پرداخته است. وی نمونه هایی از فسیل سازند مراغه و آهک های میوسن سمت غربی دریاچه را مورد بررسی قرار داده است. همچنین در حد مقدماتی به سنگ های قدیمی تر از میوسن نیز اشاره هایی کرده است. وی در مورد چگونگی تشکیل دریاچه نوشته است که " این دریاچه بازمانده ای از گستره دریای میوسن "مدیترانه" است ". دلیلی که برای عقیده خود میاورد این است که لایه های آهکی مرجان دار میوسن (سازند قم) روی سنگ ها و سازنده های قدیمی تر که افقی و یا کم شیب بوده جای گرفته اند و در قسمت باختری دریاچه بسیار مشخص می باشند. بر پایه این بررسی ها نتیجه گرفته که گسترش دریای میوسن مدیترانه که دریایی با شوری معمولی بوده است منطقه ارومیه را در بر گرفته است. این دریا در پلیوسن بعث جنبش های کوه زایی پایانی چرخه آلی به گستره های کوچکتر (مانند دریای خزر و سیاه) تقسیم شده است. یکی از این گستره ها دریاچه ارومیه است که پس از جدا شدن رفته رفته به علت آب و هوای گرم و خشک، شور و شور تر شده و به صورت دریاچه فوق اشباع از نمک امروزی درآمد است.

(Bobek, 1934) نیز با توجه به بررسی هایی که انجام داده همان نگرش Gunther را کم و بیش پذیرفته و افزوده است که دریاچه ارومیه با دریای مراغه که در نهشته های آن فسیل مهره داران میوسن- پلیوسن یعنی پونسین (pontion) یافت می شود و از دیرباز مورد توجه زمین شناسان قرار داشته در پیوند بوده است. بنابراین Bobcker تصور کرده که دریاچه ارومیه زمانی دارای آب شیرین بوده است چون رسوب های فسیل دار مراغه که با دیاتومیت های

آب شیرین ممقان (شمال مراغه) و باسمنج (شرق تبریز) است، از نوع نهشت های آب شیرین خشکی می باشد که در مجموعه رسوبی آتشفشانی سهند جای دارد. بدین گونه است که نتیجه گرفته این دریا، زمانی با دریای پاراتیس که شامل دریای خزر و دریای سیاه نیز می شده، پیوند داشته و در نتیجه بازمانده ای از آن است.

(Eftekhar-Nezhad, 1980) در رساله دکتری خود مختصری درباره چگونگی تشکیل دریاچه ارومیه و خاستگاه آن بحث کرده است. وی می نویسد این دریاچه پیش از اینکه به شکل کنونی درآید به صورت فلات بلندی بوده که قسمتی از حوضه آبریز دریای خزر را تشکیل می داده است. قسمت شمال این فلات در شمال سلماس امروزه که مرز آبریز دریاچه ارومیه و دریای خزر (رودخانه ارس) می باشد، در فرازی حدود 1500 متر است که حدود 200 متر بلند تر از سطح دریاچه ارومیه می باشد. ج. افتخارنژاد علت این اختلاف بلندی را به جنبش های تکتونیکی جوان گسله تبریز نسبت داده که کوه های شمال دریاچه را بالا و چون سدی سنگی درآورده و یک خط آب مرز تازه ای به وجود آورده است و در نتیجه رودهایی مانند قطور چای که پیش از آن در حوضه آبریز دریای خزر بوده اند به سوی دریاچه ارومیه روان شده اند. دریاچه ارومیه را می توان بازمانده دریاچه میوسن-پلیوسن تبریز-مراغه در نظر گرفت که با اقیانوس پاراتیس ارتباط داشته است و وجود فسیل های ماهی (*Atherina atropatiensis*) تایید کننده این نظریه است. بر اساس مطالعات پالینولوژیکی، گرده هایی با سن پلیستوسن پسین گزارش شده اند (Djamali et al., 2008). همچنین این مطالعات به همراه مطالعات سن سنجی گرده های گیاهان اطراف دریاچه ارومیه و ارتباط بخشی بین NAP/AP با ایزوتوپ های دریایی و گرده های جنوب شرقی اروپا نشان می دهند سن دریاچه ارومیه به 200 هزار سال قبل برمیگردد و حداکثر تراز آب در اواسط آخرین دوره یخچالی (حدود 40-80 هزار سال قبل) بوده است (Djamali et al., 2008). از نظر تکتونیکی نیز در مرز شمالی این دریاچه سیستم گسله های چرخشی و قائم با بالا آمدن بلوک شمالی و حرکت راست گرد افقی وجود دارند که دریاچه را تشکیل داده اند. این بلوک گسله ردیفی از رسوب های سفت نشده نئوژن می باشند (Berberian 1983), (Eftekhar-Nezhad 1980)

با دقت فراوان در داده های لرزه ای و نمونه هایی که تاکنون بررسی شده اند، هیچگونه ساخت لرزه ای نشان دهنده جا به جایی رسوبات جوان دریاچه دیده نشده است. علت آن این است که یا جای گمانه زنی و نمونه برداری منطبق بر گسله ها نبود و یا وجود پلت در نهشته ها موجب سختی آن ها شده و ساخت های جا به جا شده و لرزشی در رسوب جوان

بوجود نیامده است. در هر حال وجود تیغه های غنی از ماده آلی شناساگر خوبی برای تشخیص و دست یابی به دوره بازگشت زمین لرزه این ناحیه خواهد بود. (شهرابی، 1373)

وجود پادگان های دریاچه ای در نقاطی مانند بنادر گلمانخانه، حیدر آباد، شمال بندر شرفخانه، باختر بناب و ملک کنندی که هنگام بررسی های مسیر بزرگراه شهید کلانتری مورد مطالعه قرار گرفتند. (شهرابی، 1366) و (بربریان و قرشی، 1366) چنین نشان داده اند که دریاچه ارومیه سرنوشتی همانند دریاچه بزرگ نمک آمریکا دارد. به باور افرادی مانند (Spencer et al 1981) دریاچه بزرگ نمک آمریکا نیز بازمانده ای از دریاچه قدیمی دفن شده بونه ویل (Bonneville) می باشد. بنا بر وجود پادگان های فوق الذکر میتوان گفت دریاچه ارومیه نیز بازمانده ای از یک دریاچه قدیمی و بزرگتر "ارومیه" می باشد که به عقیده (Schweitzer 1975) قدمتی در حدود 500 هزار سال دارد. با این توصیف که دریاچه ارومیه فعلی از زمان تشکیل به شکل کنونی دارای سنی در حدود 35 تا 40 هزار سال و دریاچه ارومیه فوق اشباع از نمک حدود 8 تا 9 هزار سال عمر دارد. بنابراین میتوان نتیجه گرفت که دریاچه ارومیه، دریاچه جوانی است که در محدوده زمانی میان تشکیل دیاتومیت های دریای پاراتیس تا تشکیل دریاچه امروزی قرار دارد. در این مدت سیستم گسله ای که دریاچه را در برگرفته (گسل های شمال تبریز، زرينه رود، سلماس، شبستر، و شاخه های فرعی آنها) میتوانسته است در شکل گیری آن نقش آفرین باشد. (شهرابی، 1373)

14 زمین شناسی دریاچه ارومیه

دریاچه ارومیه یکی از فرونشست های نسبتا وسیع و کم ژرفای منطقه آذربایجان است که وسعت حدودی آن 4600 کیلومتر مربع می باشد و آب آن فوق اشباع از نمک می باشد. زمین شناسی دریاچه ارومیه از دیرباز مورد بررسی افراد و سازمان های مختلف قرار گرفته که از کامل ترین آن ها میتوان به بررسی های صورت گرفته توسط سازمان شناسی کشور در سال 1356 (با همکاری انستیتو پلی تکنیک زوریخ) و سال 1356 (به منظور احداث بزرگراه شهید کلانتری) توسط شهرابی، بربریان و قرشی نامبرد. بنابر مطالعات یاد شده دریاچه ارومیه در یک فرونشست کم ژرفای وسیع قرار دارد که گودترین قسمت آن حدود 9 متر در گوشه شمال باختری است و میانگین ژرفای آن حدود 6 متر می باشد. بسته به میزان بارندگی سالیانه حدود 100 جزیره کوچک و بزرگ در دریاچه وجود دارد که بزرگترین آن ها جزیره (گاهی

شبه جزیره) اسلامی است که از سنگ های آتشفشانی حدواسط تا بازیک همراه با برش های آتشفشانی متعلق به پلیوسن تشکیل گردیده است. سنگ های تشکیل دهنده جزیره های دیگر بر خلاف جزیره اسلامی از جنس نهشت های رسوبی فلیش گونه متعلق به کرتاسه زیرین که در بعضی نقاط با سنگ های آذرین همراه هستند و آهک های ریفی مربوط به میوسن می باشد. بنابر مطالعات صورت گرفته سنگ پی دریاچه را نهشت های سخت شده کرتاسه پایینی و آهک های مارنی میوسن (سازند قم) تشکیل میدهد و ضخامت نزدیک به 35 تا 40 متر از نهشت های نرم دریاچه ای بر روی آن ها قرار گرفته است. سن دریاچه ارومیه بر اساس مطالعه پادگانه های دریاچه ای اطراف آن 400 تا 500 هزار سال و بنابر رسوبات نرم موجود در آن زمان تشکیل آن را حدود 30 تا 40 هزار سال تخمین زده اند. (شهرابی، 1361)، آخرین مطالعات مربوط به تعیین سن دریاچه به تحقیقات (Djamali et al., 2008) برمیگردد، یافته های Djamali نشان میدهد که میتوان دریاچه ارومیه را بازمانده دریاچه میوسن-پلیوسن تبریز-مراغه در نظر گرفت که با اقیانوس پاراتتیس ارتباط داشته است و وجود فسیل های ماهی (*Atherina atropatiensis*) تایید کننده این نظریه است. بر اساس مطالعات پالینولوژیکی، گرده هایی با سن پلیستوسن پسین گزارش شده اند (Djamali et al., 2008). همچنین این مطالعات به همراه مطالعات رسوب شناسی نشان می دهند که حداکثر تراز آب در اواسط آخرین دوره یخچالی (حدود 40-80 هزار سال قبل) و قسمت انتهایی دوره یخچالی ماقبل آخر (حدود 130-150 هزار سال قبل) بوده است (Djamali et al., 2008). آخرین دوره بین یخچالی (Eemian)، کمی گرم تر و مرطوبتر از هولوسن بوده، و این رکورد مشابه با رکوردهای ایزوتوبی دریایی ثبت شده و توالی گرده جنوب اروپا می باشد (Djamali et al., 2008). دریاچه ارومیه از نظر شیمیایی، دریاچه ای بسیار شور و اشباع از کلرور سدیم، منیزیم و سولفات سدیم و تغییر شوری آن تابع وارونه ای از ژرفای دریاچه است و با افزایش ژرفا شوری آن کمتر می شود. میانگین تراز سطح آب دریاچه 1278 متر از سطح دریاهای آزاد است که با تغییر سالانه تا یک متر و بیشتر نوسان پیدا میکند. بخش عمده ای از آب دریاچه را رودخانه های پیرامون آن از جمله زربینه رود، تلخه رود، سیمینه رود، مهاباد چای و بسیار دیگر تامین میکند و بخش دیگری از آن توسط چشمه های زیر دریاچه ای تامین میشود (شهرابی، 1361). دریاچه ارومیه حوضه ای بسته با کف تقریباً و شیبی بسیار کم به طرف مرکز و شمال است. بیشترین گستره کف دریاچه از موج نماهایی پوشیده شده است. (Kelts.K & Shahrabi, 1985) که در قسمت های ژرف آن به صورت برجستگی های پشته مانندی دیده میشود. این برجستگی ها 20 تا 30 متر درازا، 5 تا 10 متر پهنا و 1 تا 2 متر بلندی دارند. جنس آن ها از آراگونیت بوده

و به نظر میرسد در سیمانی از همین جنس سخت شده اند. جاندارانی همانند جلبک های سبز، باکتری ها، سخت پوستان و از جمله خرچنگ های آرتمیا سالینا درون آب دریاچه وجود دارند. (مهندسین مشاور معدن آفرین در، 1381)

14.1 نهشته های دریاچه ارومیه:

رسوبات دریاچه ارومیه را با توجه به خاستگاه آن ها به دو دسته رسوبات آواری و برجا میتوان تقسیم نمود که رسوبات برجا خود از دو تیپ شیمیایی و بیو شیمیایی تشکیل میشوند.

14.1.1 نهشت های آواری:

مطالعات رسوب شناسی دریاچه ارومیه بر روی مغزه های نمونه برداری شده به وسیله لوله های مغزه گیر پیستونی تا عمق 6.5 – 7 متر بستر به طور دقیق صورت گرفته است. در این عمق نهشته های دریاچه از لایه های سیلتی سبز قهوه ای مایل به قرمز تشکیل میشود که دارای کانی های آواری مانند کوارتز، کلسیت، پلاژیوکلاز و کائولینیت است و به طرف بالا مقدار رسوبات آواری ها افزایش می یابد. رسوباتی که همراه رود ها و سیلاب ها وارد دریاچه میشوند آمیزه ای از دانه های ریز و درشت سنگ های رسوبی، آذرینی و دگرگونی هستند که خاستگاه آن ها از سنگ های تشکیل دهنده ارتفاعات پیرامون دریاچه و حوضه آبگیر آن می باشد. دانه ها و ریز دانه هایی که به صورت آواری به دریاچه حمل میشوند عبارت اند از: کلسیت، کوارتز، میکا، پلاژیوکلاز و فلدسپات های پتاسیم دار و دولومیت. تغییر شرایط اقلیمی در طول عمر دریاچه باعث تغییر در رژیم رسوب گذاری گردیده و سبب شده است تا رسوبات فوق اشباع از نمک به رسوبات آب شیرین و یا لب شور تبدیل گردد و کانی های آواری موجود در آن ها بیشتر شود. نهشت های آواری دانه درشت و سیلت ها بیشتر در دهانه های ورودی رودخانه ها با دریاچه گسترش دارد. بنابر همین مطالعات رسوبات آواری دریاچه در مقایسه با نهشته های شیمیایی آن از اهمیت و ارزش کمتری برخوردار اند. (مهندسین مشاور معدن آفرین در، 1381)

14.1.2 نهشت های برجا

14.1.2.1 آراگونیت:

بررسی های میکروسکوپی و تجزیه نمونه های گرفته شده از مغزه ها نشان داده است که آراگونیت از کانی های اصلی است و گل های آراگونیته بیشتر به صورت تیغه های نازک (میلیمتری) و گاهی به ضخامت 0.5cm, 1cm وجود دارد. ته نشین شدن آراگونیت و یا کلسیت در یک محیط به نسبت منیزیم به کلسیم در محیط بستگی دارد. این نسبت

در آب دریاچه ارومیه 28 به 1 گزارش شده است اما در حال حاضر این نسبت تقریباً 2 به 1 است. دانه های آراگونیت از نگاه ریخت شناسی به شرح زیر است:

1. بلورهای سوزنی شکل بسیار نازک، بزرگی حدود 10 میکرون که دو سر آن ها بسیار نازک شده است.
2. بلور هایی که کمی بزرگ تر از نوع یک بوده، بی نظم و نوک آن ها ساییده شده است.
3. بلور هایی که به بزرگی حدود 20 میکرون و دو قلو هستند.
4. بلور های آراگونیت به شکل منشور های پهن شده به بزرگی حدود 40 میکرون که دو سر آن ها خم شده است. تنوع در بلور های یاد شده نشان دهنده متفاوت بودن سازو کار به وجود آمدن آن ها می باشد. رسوبات ریزسرگین ها (Coprolite) در دریاچه ارومیه از اهمیت و فراوانی کمتری نسبت به آراگونیت برخوردار است. ریزسرگین ها به صورت میله های بسیار ریز برنجی شکل دیده میشود که از سرگین خرچنگ های آرتمیا سالینا موجود در دریاچه با مکانیسم ویژه ای به وجود می آیند. بیشتر در ماه های گرم سال تشکیل شده و جنس آن ها در اصل از آراگونیت محلول در آب دریاچه است که در جا رسوب کرده و گرداگرد سرگین ها تشکیل شده است. تجزیه کانی شناختی آن ها نشان میدهد که سرگین ها به طور کلی از سورن های کربنات کلسیم (آراگونیت تا 80٪ و مقدار کمی کلسیت) درست شده است و کوارتز و گاهی دولومیت نیز در آن ها دیده میشود. رنگ آن ها سفید یا خاکستری و اندازه آن ها به درازای میانگین 0.7 mm و قطر 0.1 mm می باشد. (مهندسین مشاور معدن آفرین در، 1381)

14.1.2.2 کلسیت:

کربنات ها از رسوبات اصلی و عادی دریاچه ارومیه می باشند که دو خاستگاه آواری و برجا دارند. آواری ها به شکل دانه ها و ذرات ریز کربناتی به وسیله آب های جاری و رودخانه به دریاچه آورده شده و آن هایی که درجا تشکیل شده و ته نشین شده اند اکثراً متعلق به آغاز رسوب گذاری دریاچه به شکل کنونی می باشد که نشیمن ها بیشتر از نوع رسوب شیمیایی ته نشین شده در محیط آب شیرین و سرد است. روی لایه های سیلتی (عمق 6.5m, 7m) لایه های همگنی به رنگ خاکستری تیره تا خاکستری متمایل به قهوه ای با لایه بندی ضعیف تیغه ای قرار دارد که در آن قله های کوچک و بزرگی از کلسیت و آراگونیت وجود دارد. در این بخش از رسوبات نهشت هایی دیده میشود که بازگو شرایط آب

و هوایی خشک است و این حجم از کلسیت موجود در این قسمت نمیتواند به شرایط آب و هوایی سرد نسبت داده شود. چگونگی تشکیل کلسیت موجود در این محل را شاید بتوان به صورت زیر بازگو کرد.

1. رسوب کلسیت تمرکز بخشی از کربنات های با خاستگاه آلی است. مانند آلهای سبز موجود در دریاچه و شرایط سردی و شیرینی آب های دریاچه که از کربنات کلسیم اشباع بوده موجب رسوب کلسیت به مقدار زیاد بوده است.

2. رسوب گذاری کربنات با تمرکز سولفات های محلول در آب کنترل می شود، غلظت سولفات در آب موجب تشکیل آراگونیت میشود. پس با کمبود سولفات ها در آب شوری آن کاهش یافته و موجب تشکیل کلسیت شده است.

3. ورود آب های شیرین زیر زمینی به دریاچه که سرشار از کلسیت بوده و آمیزش آن ها با آب شور دریاچه در نتیجه به وجود آمدن آبی شیرین یا شیرین تر از اشباع از نمک دریاچه سبب رسوب کلسیت شده باشد. (شهرابی، 1373)

14.1.3 دولومیت:

دولومیت یکی از رسوبات موجود در دریاچه ارومیه است. زون دولومیتی که در اینجا از جنس گل و لای می باشد دارای دو بخش است. بخش پایینی حدود 50 سانتی متر به رنگ سبز و دانه بندی غیر یکنواخت همراه با پوسته های کلسیتی سخت می باشد. بخش بالایی به ضخامت 50 تا 60 سانتی متر که از گل و لای دانه ریز به رنگ قهوه ای تیره تا خاکستری تیره درست شده با لایه بندی تیغه ای و به نسبت سخت است. به طور کلی برای به وجود آمدن دولومیت در یک محیط دو شرط اصلی و اساسی لازم است.

1- نسبت منیزیم به کلسیم در آب باید به اندازه ای باشد که اجازه دهد واکنش لازم جهت تشکیل دولومیت صورت گیرد، اگر این نسبت زیاد تر حد معینی باشد با افزایش شوری آب، آراگونیت تشکیل میشود.

2- مکانیسمی که توانایی و ظرفیت بایسته را برای به جنبش درآوردن حجم معین و کافی از مایع منیزیم دار را در محیط داشته باشد تا واکنش دولومیتی شدن انجام شود. مطالعات انجام شده نشان میدهد که دولومیت های تشکیل شده در این قسمت دولومیت ثانویه است که با جانشینی قسمتی از کربنات کلسیم در محیط محلول نمکی به وجود آمده است.

14.1.3.1 گچ:

نمک های اصلی تبخیری در سه نوع به شرح زیر معرفی شده اند:

- | | |
|------------|---|
| 14.1.3.1.1 | شورابه توده های دائمی |
| 14.1.3.1.2 | پوسته های نمکی که از تبخیر سطحی کفه های نمکی و شوراه زار ها حاصل میشود. |
| 14.1.3.1.3 | نمک درون رسوبی و کانی های نمکی که درون رسوب ها رشد کرده اند. |

مطالعات رسوبات دریاچه ارومیه نشان داده است که یکی از کانی های نمکی تشکیل شده به صورت رشد درون رسوبی در این دریاچه بلور های سنگ گچ می باشد که بلور های دو قلوئی دم چلچله ای بوده و بیشتر همراه با رس ها یافت می شود و دارای لایه بندی اولیه می باشد. بلور های گچ موجود در این دریاچه به شکل های زیر و از سه راه به وجود آمده اند.

1. سوزن های دراز و نازک منشوری که تنها در لایه ای بادرقتی درون دریایی دیده میشود و گل و لایی همراهشان نیست و این امر به این دلیل است که تبخیر در مراحل پایانی خود بوده است.
2. بلور های کوچک، هم اندازه و همانند 1mm- 2mm عدسی مانند که در گل و لای جای گرفته اند ممکن است این بلور ها از پی رسوب گذاری و در ژرفای کم از سطح آب و یا نزدیک به سطح آب تشکیل شده باشند.
3. بلور های درشت 3cm- 5cm گچ که برخی از آن ها به شکل دو قلوهای دم چلچله ای می باشند. در بیشتر این بلور ها لکه های شیری رنگ از رس جذب شده نیز دیده میشود. ظاهرا این بلور ها در مراحل اولیه سخت شده و حالت خشکی دریاچه و شکل گرفتن گل کفه ها به وجود آمده اند.

14.1.3.2 پوسته ها:

درون رسوبات دریاچه لایه های بسیار نازک 0.5mm تا 1mm وجود دارد. که مانند پوسته هایی درون نهشت ها تشکیل شده اندو جنس اصلی این پوسته ها لایه های سرگین داری است که با سیمان آراگونیتی به هم چسبیده و جوش خورده اند. رنگ آن ها سفید تا زرد کمرنگ بوده و شکننده ای آسان دارد. مطالعات کانی شناسی جنس آن ها را از اراگونیت با مقدار کمی کوارتز، پلاژیوکلاز و کانی های رسی دانسته است. سطح این پوسته ها ناهموار بوده و ریخت شناسی خشنی دارند. برخی از نمونه های این پوسته ها دارای مقداری زیاد از پوست تخم های خرچنگ های دریاچه است که در مراحل

سیمان شدگی درون ساختمان پوسته قرار گرفته اند. تشکیل این پوسته ها را به زمان خهایی که تبخیر از حد معمول بیشتر بوده است نسبت داده اند. (شرکت مهندسين مشاور معدن آفرين در)

14.1.3.3 لجن های غنی از مواد آلی:

یکی دیگر از رسوبات موجود در دریاچه ارومیه نهشته های سیاه رنگ غنی از مواد آلی است که در بالای مغزه هاو به عبارت دیگر در کف دریاچه قرار دارند. با توجه به مطالعات انجام شده مقدار کربن آلی موجود در این نهشت ها کمتر از 2٪ است. که از لحاظ رسوب پیشگام جهت شیل های نفتی، نهشت های مناسبی نیستند. (شرکت مهندسين مشاور معدن آفرين در)

15 اصول و تکنیک های تفسیر و مدل سازی داده ها

تفسیر و مدل سازی داده های ژئوفیزیکی عبارت است از تعیین منبع بی هنجاری های موجود و ویژگی های آنها از روی تغییراتی که در داده ها مشاهده می گردد. بطور کلی تفسیر و مدل سازی داده های ژئوفیزیکی به دو صورت کیفی و کمی صورت می گیرد. در تفسیر کیفی بیشتر، انواع ساختارهای ایجادکننده بی هنجاری ها (جهت، امتداد و میزان گسترش آنها) مورد نظر قرار می گیرد. در این حالت شکل، عمق، گسترش و امتداد و خواص فیزیکی بی هنجاری ها بطور نسبی تعیین می گردد. در تفسیر کیفی داده های ژئوفیزیک هوایی، بدلیل قابلیت نمایش نقشه ها بصورت شبکه بندی شده (Gridding) و سایه رنگی برجسته (Color shaded relief) از نرم افزار Oasis Montaj استفاده می گردد. برای تفسیر کمی نیز از روش اویلر (تعیین عمق) و نیز نرم افزارهای مربوطه (GMSYS, Model Vision, QuickMag, ...) می توان استفاده نمود. در تفسیر داده های ژئوفیزیک هوایی، ساختارهای زمین شناسی از جمله محل توده های نفوذی، گسل ها یا خطواره های پنهان، کتاکت ها، ساختارهای خاص از جمله چین خوردگی ها، نواحی آلتراسیونی مختلف و لیتولوژی های گوناگون و تغییرات آنها مورد نظر می باشد. بنابراین در بررسی این داده ها که شامل داده های مغناطیسی، الکترومغناطیسی و رادیومتری می باشد، تشخیص و تعیین محل ساختارهای ذکر شده به عنوان محل هایی برای بالا آمدن سیالات کانه ساز و تشکیل کانی سازی دارای اهمیت بوده و تفسیر کیفی داده ها بطور عمده بر روی آنها متمرکز می گردد. البته ممکن

است بسته به اهداف مختلف موارد دیگری نیز در تفسیر داده‌های ژئوفیزیک‌هوائی مد نظر قرارگیرد که در این موارد نیز باید به پدیده‌ها و عوارض و نیز روش‌هایی که می‌تواند در شناسایی بی‌هنجاری‌های مورد نظر کمک کند توجه نمود.

در تفسیر داده‌های ژئوفیزیک‌هوائی داشتن آگاهی کامل از خواص فیزیکی پدیده‌های موجود در زمین ضروری بوده و به تفسیر صحیح داده کمک شایانی می‌نماید لذا در داده‌های موجود باید به دنبال بی‌هنجاری‌های مرتبط با چنین خواصی بوده و با توجه به تغییرات موجود در داده‌ها پدیده‌های مورد نظر را شناسایی نمود.

در تفسیر کمی و مدلسازی عددی، پارامترهای مختلف مدل از جمله عمق، شکل هندسی، شیب و خواص مغناطیسی و رسانائی آن به صورت عددی محاسبه می‌گردند. روش کلی این کار به این ترتیب است که ابتدا با توجه به شواهد موجود و بهره‌گیری از تمام اطلاعات، یک مدل اولیه برای منشأهای قرار گرفته در منطقه ارائه می‌کند. سپس پاسخ این مدل محاسبه شده و با آنومالی ثبت شده توسط دستگاه مقایسه می‌گردد و اختلاف پاسخ مدل با آنومالی ثبت شده محاسبه می‌شود. در مراحل بعدی پارامترهای مدل به شکل مناسب و منطقی آنقدر تغییر داده می‌شود تا این اختلاف محاسبه شده به کمترین مقدار ممکن برسد. به اعمال اطلاعات زمین‌شناسی و فیزیکی در مدل در اصطلاح Constraints یا (Model boundary Conditions) گفته می‌شود. در نهایت ترکیب اطلاعات مزبور با دیگر نتایج تفسیر داده‌ها می‌تواند، تاحدود زیادی ساختار سه بعدی منطقه را نمایان سازد.

16 مراحل تفسیر داده‌ها

پس از برداشت و پردازش نهایی داده‌ها اطلاعات حاصل در قالب نقشه‌های شدت کل میدان مغناطیسی و رادیومتري ارائه می‌گردد. نقشه‌های حاصل بطور جداگانه مورد تفسیر قرار گرفته و در نهایت اطلاعات حاصل از روش‌های مختلف با یکدیگر تلفیق گشته و نقشه تلفیقی دو روش که شامل کلیه ساختارها، کنتاکت‌ها و آنومالی‌های بدست آمده می‌باشد ترسیم می‌گردد. در این بخش نخست نگاهی اجمالی به چگونگی استفاده از نقشه‌های ژئوفیزیکی در تحلیل پدیده‌های زمین‌شناسی پرداخته می‌شود.

16.1 بررسی نقشه‌های شدت میدان مغناطیسی کل

این نقشه، نقشه پایه داده‌های مغناطیسی است که مقدار شدت میدان مغناطیسی کل زمین را در نقاط اندازه‌گیری نشان می‌دهد.

شدت میدان مغناطیسی کل در هر نقطه متأثر از مواد و ساختارهای مغناطیسی موجود در آن نقطه می‌باشد که چنانچه در فصل مربوط به پردازش گفته شد مقدار IGRF زمین (International Geomagnetic Reference field) که قبلاً اندازه‌گیری شده از مقادیر داده‌های ثبت شده حذف گردیده و مقدار باقیمانده مربوط به آنومالی‌های موجود در منطقه است. با توجه به زاویه میل و انحراف مغناطیسی زمین بدیهی است که منبع این ناهنجاری‌ها دقیقاً در زیر نقاط اندازه‌گیری قرار نمی‌گیرد و شکل آنها نیز ممکن است دچار تغییرات اندکی گردد. همچنین وجود توده‌های دو قطبی مغناطیسی و نحوه قرار گرفتن آنها نسبت به جهت میدان مغناطیسی زمین و امتداد خطوط برداشت باعث تغییر در شدت میدان ثبت شده و یا شکل بی‌هنجاری حاصل از آنها می‌گردد. برای حذف این مشکلات با اعمال فیلترهای مختلف این اثرات حذف می‌گردد بنابراین شدت و شکل آنومالی‌های مشاهده شده را می‌توان پس از حذف این اثرات به منبع بوجود آورنده آنها نسبت داد. داده‌های شدت کل میدان مغناطیسی هریک از واحدهای لیتولوژی دارای یک پاسخ مغناطیسی خاص می‌باشند که به اختصار به هر یک از آنها پرداخته می‌شود.

بطور کلی واحدهای آذرین متوسط تا اسیدی (فلسیک) دارای شدت میدان مغناطیسی متوسط تا کم می‌باشند که این پاسخ بدلیل وجود مقدار کم کانی‌های مغناطیسی در این نوع واحدهای زمین شناسی می‌باشد. بعنوان مثال توده‌های نفوذی گرانیتی شدت میدان کمی را از خود نشان می‌دهند.

واحدهای بازیک و الترابازیک (مافیک و الترامافیک) بطور کلی بدلیل وجود کانی‌های مغناطیسی در آنها دارای شدت بالای مغناطیسی می‌باشند که از جمله می‌توان به بعضی از انواع واحدهای آندزیتی بازالتی اشاره نمود. آبرفت‌ها بعلت داشتن منشاءهای مختلف می‌توانند پاسخ‌های مغناطیسی متفاوتی از خود نشان دهند که بسته به نوع سنگ منشاء آنها، این پاسخ می‌تواند کم یا زیاد باشد که در تفسیر داده‌های مغناطیسی باید به این نکته توجه نمود.

بعنوان مثال، ماسه سنگ‌های با منشأ سنگ‌های آذرین فلسیک می‌توانند شدت میدان مغناطیسی کمی از خود نشان دهند در حالیکه ماسه سنگ‌های با منشأ سنگ‌های مافیک، و الترامافیک بعلت وجود کانی‌های مغناطیسی در آنها، شدت میدان مغناطیسی بالاتری را نسبت به نوع قبل از خود نشان می‌دهند.

سنگ‌های دگرگونه بدلیل پیچیدگی فرآیند دگرگونی در آنها می‌توانند اثرات مغناطیسی متفاوتی را از خود نشان دهند. بعنوان مثال فرآیندهای دگرگونی می‌توانند باعث تشکیل و یا تخریب کانی مگنتیت شوند، بنابراین طبیعی است که پاسخ مغناطیسی سنگ دگرگونه نسبت به سنگ اولیه تغییر خواهد یافت که درتفسیر بی‌هنجاری‌های مغناطیسی حاصل از سنگ‌های دگرگونی باید به نوع این فرآیند توجه نمود. فرآیند آلتراسیون نیز می‌تواند مانند فرآیند دگرگونی باعث ایجاد و یا تخریب کانی‌های مغناطیسی در سنگ‌های میزبان گردد. بعنوان مثال در اثر آلتراسیون آرژیلیک عموماً کانی مگنتیت تخریب می‌گردد. بنابراین نواحی دارای این آلتراسیون اثر مغناطیسی با شدت کم از خود نشان می‌دهند.

فرآیندهای ساختاری و تکتونیکی نیز می‌توانند اثراتی را بر پاسخ مغناطیسی واحدهای زمین‌شناسی بگذارند، بعنوان مثال زون‌های گسله و یا زون‌هایی که دارای خردشدگی هستند عموماً بدلیل عبور آب و یا سیالات و هوازدگی کانی‌های مغناطیسی پاسخ مغناطیسی با شدت کم را از خود نشان می‌دهند که شکل این بی‌هنجاری‌ها عموماً بصورت ساختارهای خطی قابل مشاهده است. بالعکس برخی از این نواحی نیز ممکن است تحت اثر فرآیندهای کانی‌سازی توسط محلول‌های کانی‌ساز قرار گرفته و کانی‌های مغناطیسی بصورت ثانویه در آنها تشکیل گردد در این حالت این ساختارها آنومالی‌های مغناطیسی خطی با شدت بالا از خود نشان می‌دهند.

دایک‌ها نیز که معمولاً آنومالی‌های خطی از خود نشان می‌دهند بسته به سنگ تشکیل دهنده آنها (همانطور که بصورت اعم در بالا گفته شد) پاسخ‌های مغناطیسی متفاوتی را از خود نشان می‌دهند، از آنجایی که معمولاً ترکیب این دایک‌ها در منطقه متوسط تا بازیک است با توجه به ابعاد این دایک‌ها می‌توان آنها را در نقشه‌های مغناطیسی بصورت آنومالی‌های کشیده و خطی مشاهده نمود.

16.2 بررسی نقشه برگردان به قطب

همانطور که قبلاً بصورت اختصار گفته شد شدت میدان مغناطیسی اندازه‌گیری شده دارای یک انحراف و جابجایی از منبع بوجود آورنده آن می‌باشد که این جابجایی بر اثر زاویه میل و زاویه انحراف بردار مغناطیسی در آن منطقه بوجود می‌آید.

برای آنکه اثر توده مغناطیسی بر روی آن توده منتقل شود و این جابجایی حذف گردد از فیلتری بنام برگردان به قطب یا Reduction to Pole (RTP) استفاده می‌کنیم. برای هر نقطه یک زاویه میل و یک زاویه انحراف مغناطیسی در نظر گرفته می‌شود که متوسط زاویه میل و زاویه انحراف مغناطیسی در این ناحیه به ترتیب برابر 56 درجه و 4/8 درجه می‌باشد. با اعمال این فیلتر نقشه شدت میدان مغناطیسی کل اندکی دچار تغییر و جابجایی می‌شود که این بی‌هنجاری‌ها اندکی به سمت شمال منطقه جابجا شده و شدت برخی از آنها تغییر می‌نماید.

بنابراین بی‌هنجاری‌ها پس از اعمال این فیلتر بر روی منبع بوجود آورنده خود قرار می‌گیرند به این ترتیب می‌توان موقعیت منبع بی‌هنجاری‌ها را دقیق‌تر تعیین نمود. بدیهی است که این فیلتر که در واقع یک رابطه ریاضی بدون خطا نمی‌باشد که در ادامه برای تفسیر داده‌های مغناطیسی به همراه نقشه شدت کل میدان مغناطیسی مورد استفاده واقع می‌شود.

16.3 نقشه مشتق اول در جهت قائم

برای بررسی تغییرات (گرادیان) شدت میدان مغناطیسی در جهت‌های مختلف از مشتق‌گیری استفاده می‌کنیم. برای اینکه بی‌هنجاری‌های سطحی نسبت به بی‌هنجاری‌های عمیق‌تر تقویت شوند از فیلتری بنام مشتق اول در جهت قائم استفاده می‌شود که با اعمال این فیلتر بر روی نقشه برگردان به قطب بی‌هنجاری‌های سطحی نمود بیشتری پیدا می‌کنند بدین وسیله می‌توان رفتار این توده‌های مغناطیسی را در سطح بهتر مورد بررسی قرار داد. یکی از کاربردهای مهم نقشه مشتق اول قائم پیدا کردن خطواره‌های مغناطیسی و تعیین دقیق‌تر مرز بین واحدهای لیتولوژی است که برای تعیین این خطواره‌ها در تفسیر نهایی از این نقشه استفاده شده است.

16.4 تفسیر داده‌های رادیومتری

همانطور که قبل گفته شد یکی از روش‌های ژئوفیزیکی برداشت شده توسط سیستم مورد استفاده، روش رادیومتری یا اسپکترومتری است که خود شامل داده‌های پتاسیم (K)، اورانیوم (U) و توریم (Th) است. مقادیر این داده‌ها بر حسب تعداد سیگنال‌های ثبت شده در ثانیه توسط دستگاه اندازه‌گیری اسپکترومتری می‌باشند.

پس از تصحیح و اعمال ضرایب رادیومتری به داده‌های برداشت شده این داده‌ها بصورت نقشه‌های U, K, Th و یا بصورت نقشه‌های ترکیبی Ternary , (Total Count) مورد استفاده واقع می‌شوند.

بصورت کلی روش رادیومتری یک روش بسیار حساس نسبت به عوامل محیطی است بطوری که عوامل زیادی در هنگام برداشت در صحت داده‌ها نقش دارند یکی از این عوامل رطوبت محیط در هنگام برداشت است بطوریکه در هنگام بارندگی شدید و رطوبت خاک سیگنال‌های دریافتی توسط دستگاه اندازه‌گیری کننده بسیار ضعیف شده و باعث گمراهی در تفسیر داده‌ها می‌شود بنابراین در هنگام بارندگی برداشت داده‌ها صورت نمی‌گیرد. یکی دیگر از عوامل بسیار موثر ارتفاع پرواز می‌باشد که نقش مهمی را در کیفیت این داده‌ها بازی می‌کند بطوریکه با افزایش ارتفاع پرواز سیگنال‌های دریافتی به شدت تضعیف شده و حتی در بعضی از مناطق بعثت افزایش غیر طبیعی ارتفاع بالگرد مقادیر برداشت شده قابل استفاده در تفسیر نمی‌باشد. عامل دیگر خطای دستگاه می‌باشد که بعثت حساسیت بالای دستگاه‌های اندازه‌گیری اسپکترومتری، معمولاً این داده‌ها دچار مشکلات کیفی می‌شوند.

17 کاربردهای نقشه‌های رادیومتری

از کاربردهای مهم و جالب داده‌های رادیومتری ردیابی رسوبات و آبرفت‌های شسته شده و انتقال یافته در یک منطقه است که این خود از قابلیت‌های مهم این روش است که منحصر به فرد می‌باشد. همانطور که می‌دانیم عمق نفوذ داده‌های رادیومتری بسیار کم بوده و فقط مربوط به سطح فوقانی خاک است که این عمق نفوذ را در حدود 30 سانتی‌متر می‌توان در نظر گرفت.

طبیعی است که در بعضی از مناطق می‌توان رسوبات و آبرفت‌های شسته شده را در امتداد آبراهه‌ها دنبال کرد و به منبع اصلی این رسوبات با همان خصوصیات از نظر داده‌های رادیومتری در ارتفاعات بالاتر دست یافت، بطور مثال با مشاهده

وجود مقادیر اورانیم در رسوبات یک آبراهه و دنبال کردن این آبراهه در ارتفاعات می‌توان منشأ این رسوبات که دارای مقادیر قابل ملاحظه‌ای اورانیم می‌باشد را مشخص نمود که این از قابلیت‌های بسیار مهم روش رادیومتری است.

هر نوع واحد سنگی با توجه به ترکیب شیمیایی خود دارای مقادیری از این عناصر سه‌گانه (توریوم، پتاسیم، اورانیوم) است که با داشتن ترکیب هر واحد لیتولوژی می‌توان به سادگی این واحدها را از یکدیگر تفکیک کرد. بطور مثال واحدهای آلکالن که دارای مقدار زیادی پتاسیم هستند (مانند شوشونیت‌ها) بر روی نقشه‌های رادیومتری بخوبی قابل تفکیک می‌باشند.

همچنین واحدهای اورانیوم‌دار مانند ماسه سنگ‌های اورانیوم‌دار درصد بالایی اورانیم از خود نشان می‌دهند که بدلیل متحرک بودن اورانیم هاله‌ای از اورانیم در اطراف آنها قابل تشخیص است. در بین این عناصر سه‌گانه اورانیم قابلیت تحرک بیشتری نسبت به توریوم و پتاسیم دارد بنابراین یک ردیاب بسیار خوب بر روی رسوبات برای تشخیص منشأ اورانیم می‌باشد.

اما یکی از کاربردهای بسیار مهم داده‌های رادیومتری تعیین مناطق آلتراسیون می‌باشد که با توجه به نوع آلتراسیون رخ داده در یک ناحیه با توجه به افزایش یا کاهش میزان یکی از این سه عنصر در آن نوع آلتراسیون، می‌توان مناطقی که یک نوع آلتراسیون خاص در آن رخ داده است را بخوبی مشخص نمود. بطور مثال همانطور که می‌دانیم آلتراسیون پتاسیک، با افزایش درصد پتاسیم همراه است که این خود ردیاب خوبی برای تعیین این منطقه دگرسان شده می‌باشد.

همچنین در برخی اوقات نواحی آلتراسیون با تهی‌شدگی توریوم، پتاسیم و اورانیم همراه است که این مناطق آلت‌ره شده بر روی نقشه‌های ترکیبی مثل Ternary بخوبی قابل تفکیک است.

از دیگر کاربردهای مهم داده‌های رادیومتری تعیین کنتاکت‌های زمین‌شناسی با دقت بسیار بالا است. بطور مثال بر روی واحدهای آهکی و کربناتی همانطور که انتظار می‌رود درصد وجود این عناصر بسیار کم است که بر روی نقشه ترکیبی مرز این واحدها در مجاورت واحدهای دیگر قابل تفکیک است.

یکی دیگر از کاربردهای این روش شناسایی واحدهای گرانیته است که دارای مقدار بالایی توریوم، پتاسیم و اورانیوم هستند. همانطور که می‌دانیم هر چقدر این گرانیته‌ها به سمت پگماتیت‌ها میل کنند احتمال وجود

اورانیوم در این سنگ‌ها افزایش می‌یابد. در اثر هوازده شدن این پگماتیت‌ها هاله‌ای از اورانیوم در اطراف این واحدهای سنگی نمایان می‌شود که با کمک داده‌های رادیومتری می‌توان بخوبی منشاء اورانیوم را مشخص کرد. همچنین در آلتراسیون آرژیلیتی بعلت وجود کانی‌های رسی و قابلیت این کانی‌ها در جذب اورانیوم می‌توان درصد بالایی اورانیوم در درون این زون آلتراسیون مشاهده کرد. البته بدیهی است که در نظر گرفتن چنین شرایطی مستلزم داشتن اطلاعات کافی از زمین‌شناسی منطقه و ترکیب واحدهای لیتولوژی موجود در منطقه است. نقشه Ternary (سه گانه) داده‌های رادیومتری از ترکیب داده‌های سه گانه رادیومتری بدست می‌آید که این نقشه بر اساس سه رنگ اصلی Cyan , Magenta و yellow در سیستم CMY و قرمز، سبز و آبی در سیستم RGB است که معمولاً در تفسیر داده‌های رادیومتری از سیستم CMY استفاده می‌شود. در بررسی نقشه Ternary همانطور که می‌توان دید کنتاکت واحدهای زمین‌شناسی بخوبی قابل تفکیک می‌باشد که از دیگر کاربردهای این نقشه تعیین واحدهایی است که تهی شدگی یا غنی شدگی عناصر سه گانه در آن رخ داده است. همچنین برحسب وجود درصدهای مختلفی از عناصر پتاسیم، توریم، اورانیوم می‌توان یک طیف رنگی مشخص از این سه عنصر را برحسب رنگ‌های اصلی مشاهده کرد که در نهایت وجود مناطق تیره رنگ بیانگر غنی شدگی هر سه عنصر و وجود مناطق سفید رنگ بیانگر مناطق تهی شدگی از عناصر سه گانه می‌باشد (در سیستم CMY)، که این حالت معمولاً بر روی واحدهای کربناتی و آهکی رخ می‌دهد و مرز این چنین واحدهایی را می‌توان بخوبی با کمک نقشه Ternary مشخص نمود.

18 تفسیر منطقه مورد مطالعه

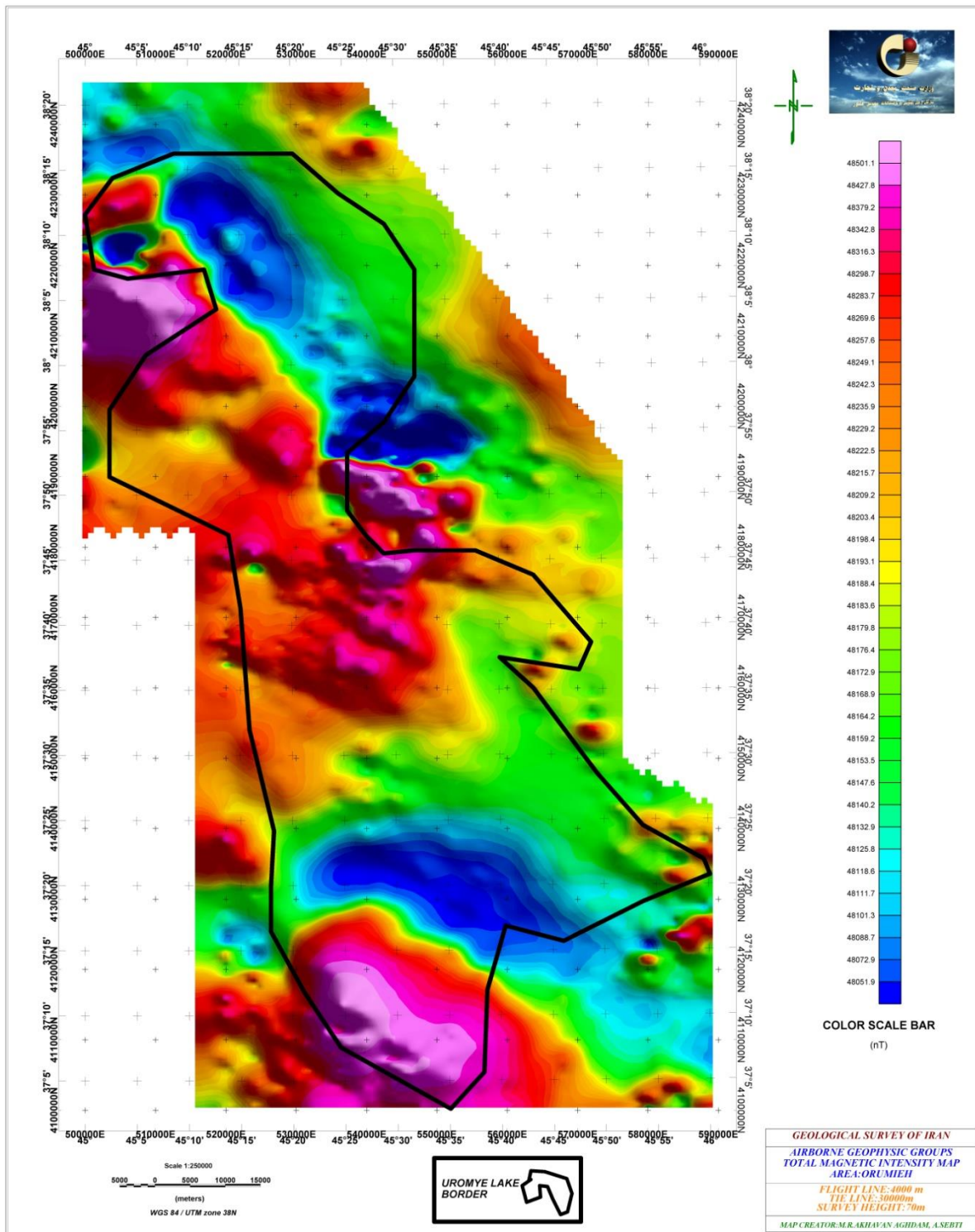
با توجه به مطالبی که در بالا عنوان گردید اینک به تجزیه و تحلیل نقشه‌های ژئوفیزیکی منطقه و نتایج حاصل از مقایسه آنها با نقشه‌های زمین شناسی و دورسنجی می‌پردازیم.

بر اساس نقشه شدت کل میدان مغناطیسی بالاترین شدت میدان برای محدوده مورد بررسی 50170 نانو تسلا ، پایین ترین شدت میدان 47118 نانو تسلا و میانگین شدت میدان 48213 نانو تسلا می باشد. منطقه به دو قسمت به لحاظ مغناطیسی قابل تفکیک می باشد (شکل 18).

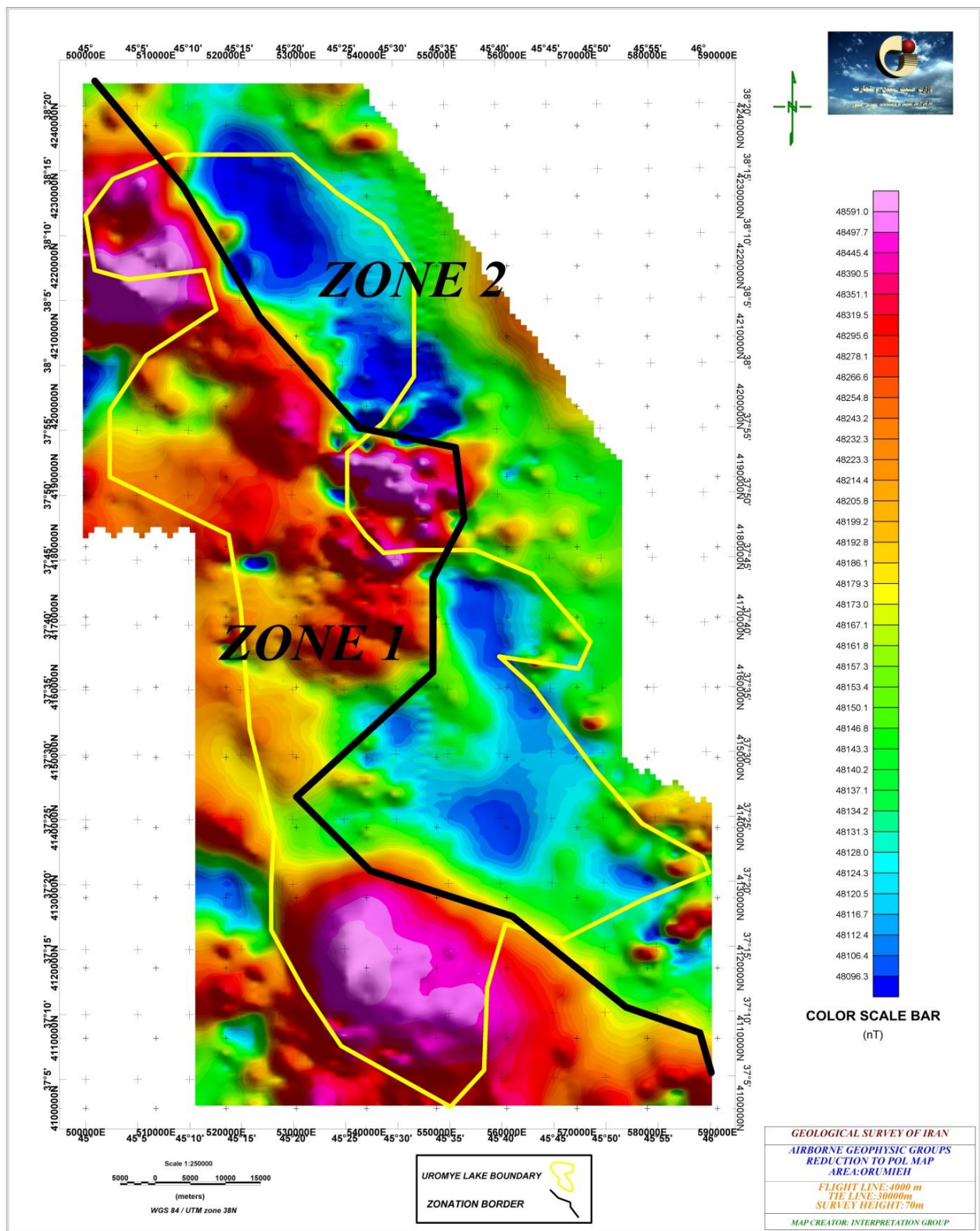
مناطق که شدت میدان نسبتا بالا تا بالا از خود نشان داده و غالبا قسمتهای شمال غرب، مرکز ، جنوب و جنوب غرب محدوده مورد بررسی را شامل می گردند (ZONE1) پرواضح است قسمتهایی از محدوده مورد بررسی توسط رسوبات مربوط به دریاچه پوشیده شده ولی بانگاهی به لیتولوژی اطراف دریاچه ارومیه مشخص می گردد لیتولوژی غالب در این منطقه شامل گرانیت، دیوریت، میکرو دیوریت به همراه واحد های آهکی، دولومیت، آهک و شیل می باشند این واحد های سنگی به احتمال فراوان در زیر دریاچه نیز گسترش داشته و بی سنگ کف دریاچه را تشکیل می دهند وجود شدت میدان بالا در این محدوده به احتمال فراوان ناشی از همین واحد های لیتولوژیکی می باشند که به علت وجود مگنتیت در ساختار خود شدت میدان بالای ناشی از آنها منطقی است.

مناطق از محدوده که شدت میدان نسبتا پایین تا پایین از خود نشان می دهند، قسمتهایی از شمال شرق، شرق و جنوب شرق محدوده را شامل می گردند (ZONE2) در بررسی لیتولوژی این قسمتها و حتی قسمتهای پوشیده شده در دریاچه مشخص می گردد لیتولوژی موجود شامل رسوبات آبرفتی، آهکها و دیگر واحد های رسوبی هستند که طبیعی است شدت میدان بالا از خود نشان نمی دهند. در ادامه و در بررسی خطواره های مغناطیسی منطقه مشاهده خواهیم نمود این قسمت توسط گسلهایی با راستای شمال غرب – جنوب شرق از قسمتهایی با شدت میدان بالا جدا گردیده و لذا یکی از عوامل اصلی تفکیک این دو قسمت از یکدیگر به لحاظ شدت میدان بالا و پایین فعالیتهای تکتونیکی عظیم در محدوده مورد بررسی می باشد.

نکته جالب آنکه در قسمتی از محدوده که شدت میدان در کل مجموعه پایین است یک محدوده نسبتاً کوچک در مقایسه با کل محدوده مشاهده می گردد که شدت میدان بالا از خود نشان می دهد که در بررسی نقشه زمین شناسی از آن تحت عنوان جزیره اسلامی نام برده شده است لیتولوژی غالب این جزیره شامل سنگهای حد واسط متمایل به بازیک (آندزیت و برشهای ولکانیکی) است که وجود شدت میدان بالا برای این دسته از سنگها منطقی است و شکل گیری این جزایر نیز به شدت متأثر از فعالیتهای تکتونیکی در این محدوده است به گونه ای که وجود دو گسل با راستای شرقی- غربی که در پاره ای از قسمتها به شمال شرق- جنوب غرب نیز تبدیل می گردند نقش اساسی در بالا آمدگی و تشکیل این جزایر را داشته اند به عبارت بهتر این جزایر درون یک بالا آمدگی (Horst) قرار داشته که در نتیجه فعالیت گسلهایی که از آنها نام برده شد به وجود آمده اند.

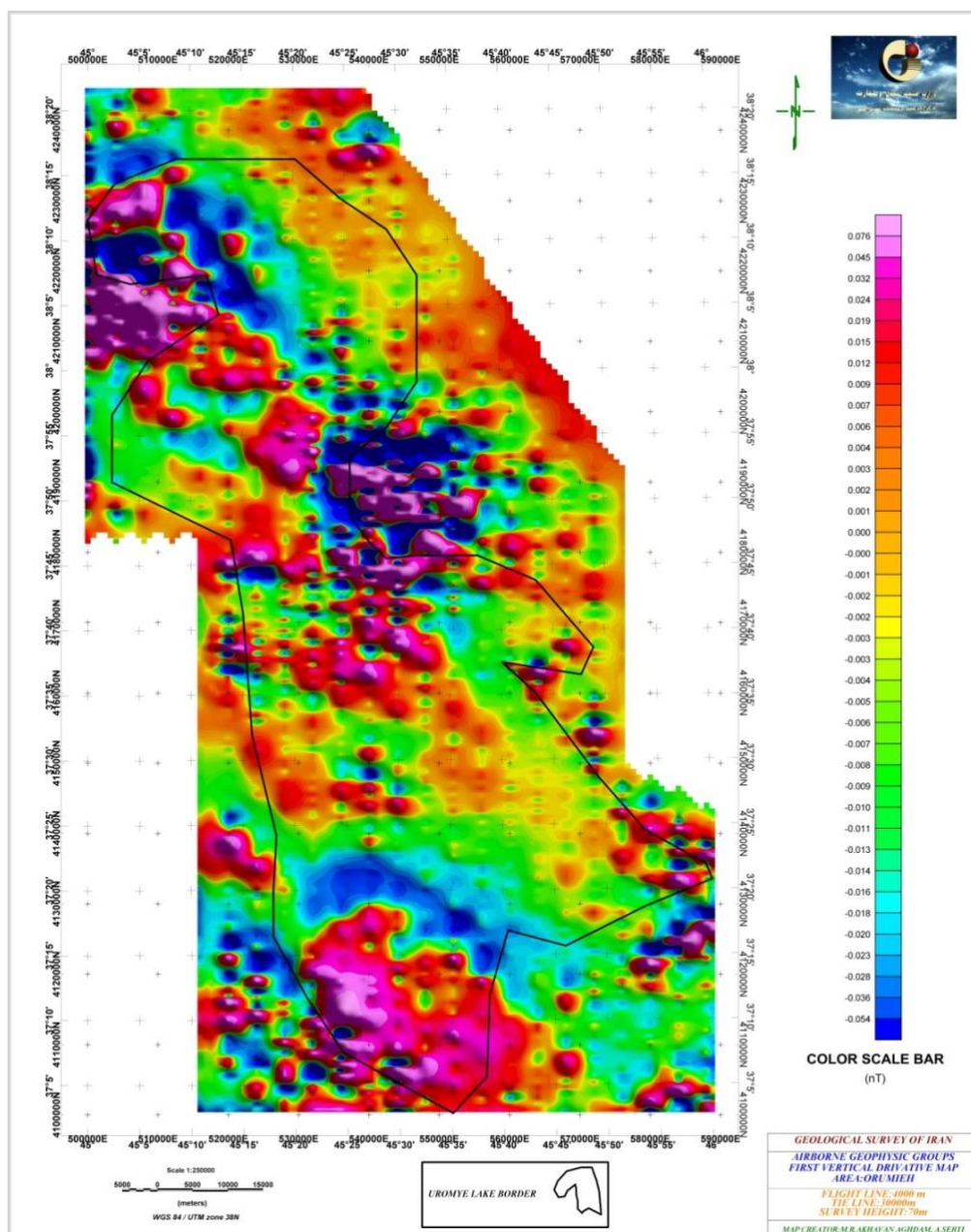


شکل 18 نقشه شدت کل میدان مغناطیسی

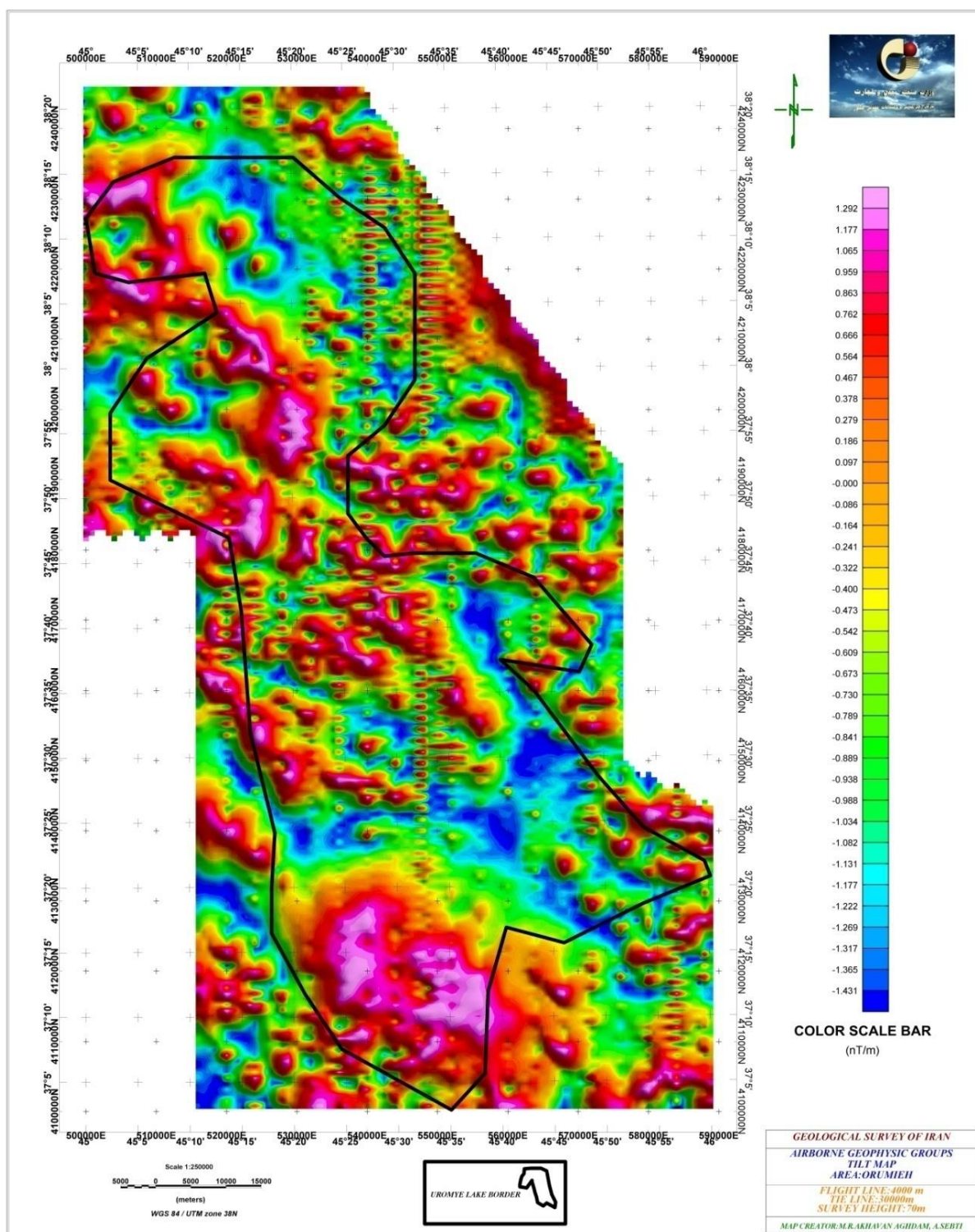


شکل 19 نقشه برگردان به قطب مغناطیسی

همانطور که در بالا اشاره گردید تکتونیک نقش بسیار مهمی در شکل گیری و و تغییرات دریاچه و محدوده های اطراف آن در طی دوران های زمین شناسی ایفا نموده است لذا بدست آوردن ساختارهای دقیق منطقه خصوصا خطواره های مغناطیسی که که می توانند نقش اساسی در تکتونیک منطقه ایفا کنند از اهمیت زیادی برخوردار می باشد در جهت نیل به این هدف از نقشه های مشتق اول قائم (شکل 20) و نقشه های تعیین مرز واحد های مغناطیسی (شکل 21) استفاده گردید.



شکل 20 نقشه مشتق اول در جهت قائم



شکل 21 نقشه مرز واحد های مغناطیسی منطقه

19 تفسیر داده های رادیومتری

بر اساس نقشه سه گانه رادیو متری (شکل 25) مشخص می گردد تجمع عناصر رادیو اکتیو (پتاسیم، توریم، اورانیوم) را عمدتاً در قسمتهای حاشیه دریاچه می توان مشاهده نمود. دلیل این امر در ارتباط با رسوبی بودن کف حوضه می باشد. به گونه ای که قبلاً نیز عنوان گردید برای آبرفتها غالباً پاسخ مشخصی برای داده های رادیو اکتیو نمی توان مشاهده نمود. و در قسمتهایی از دریاچه که هنوز پوشیده از آب است عملاً هیچ پاسخ رادیو متری قابل مشاهده نیست چون آب مانع از رسیدن کانتیهای مربوط به عناصر رادیو اکتیو به کریستال باکس درون وسیله پروازی می شود.

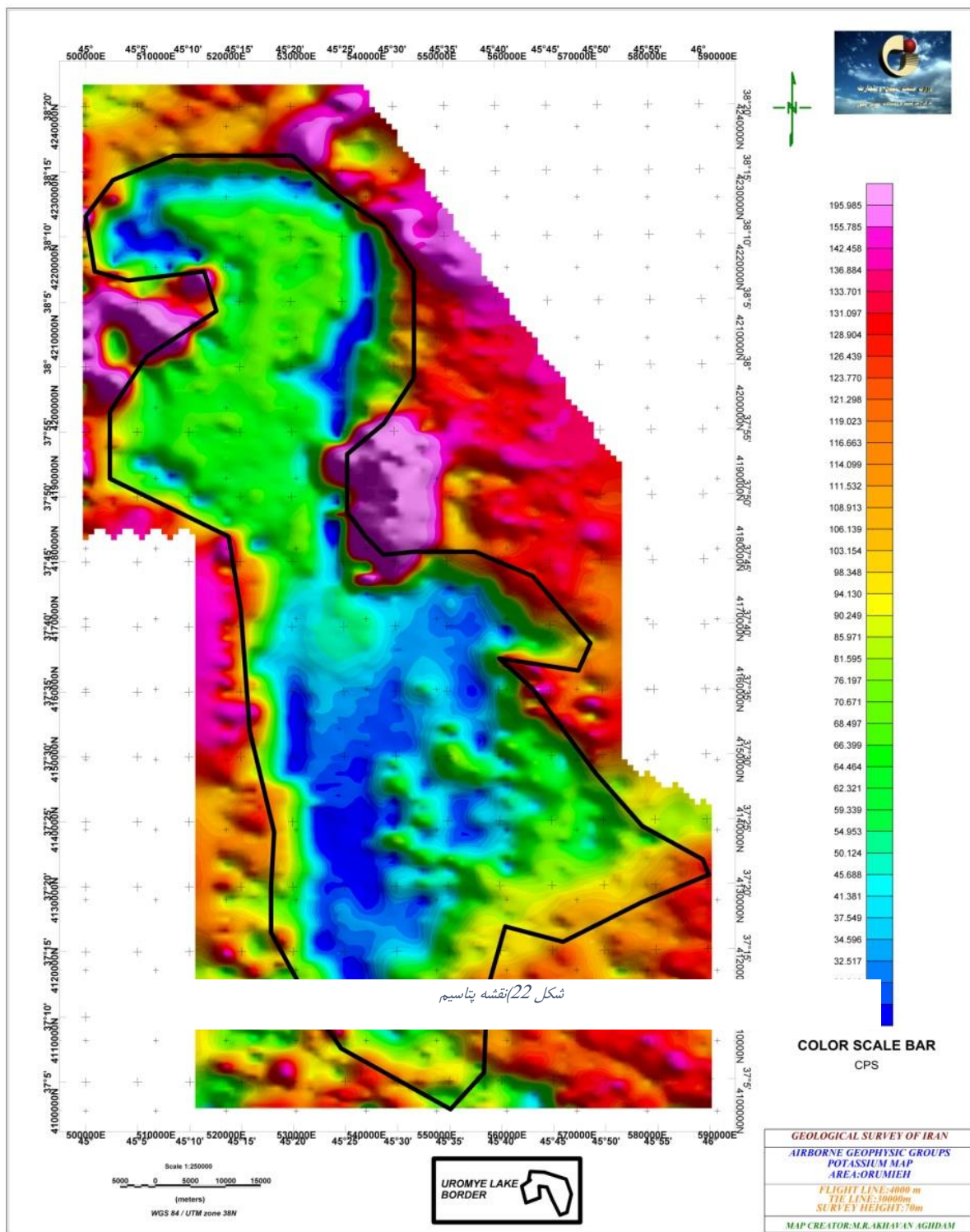
اما چنانچه میزان تجمع عناصر فوق الذکر را در حاشیه دریاچه بررسی کنیم ملاحظه می گردد بیشترین مقدار تجمع ازهر سه عنصر رادیو اکتیو، در دامنطقه از حاشیه دریاچه قابل رویت است یکی در قسمت شرقی محدوده که شامل واحد های لیتولوژیکی است که از آن تحت عنوان جزیره اسلامی در نقشه های زمین شناسی نام برده شده است. این واحد های سنگی از نوع واحد های ولکانیکی اسیدی (داسیت) متمایل به بازیک (آندزیت) همراه با برشهای ولکانیکی می باشند. تجمع عناصر رادیو اکتیو در سنگهای ولکانیکی اسیدی امری منطقی است و بالا بودن این مقدار تجمع می تواند بیانگر برتری سنگهای ولکانیک اسیدی به نیمه اسیدی باشد و شاید بتوان گفت سنگ های ولکانیک موجود تمایلات اسیدیته آنها به مراتب بیش از بازیک می باشد که البته اثبات این امر مطالعات پترولوژیکی را می طلبد.

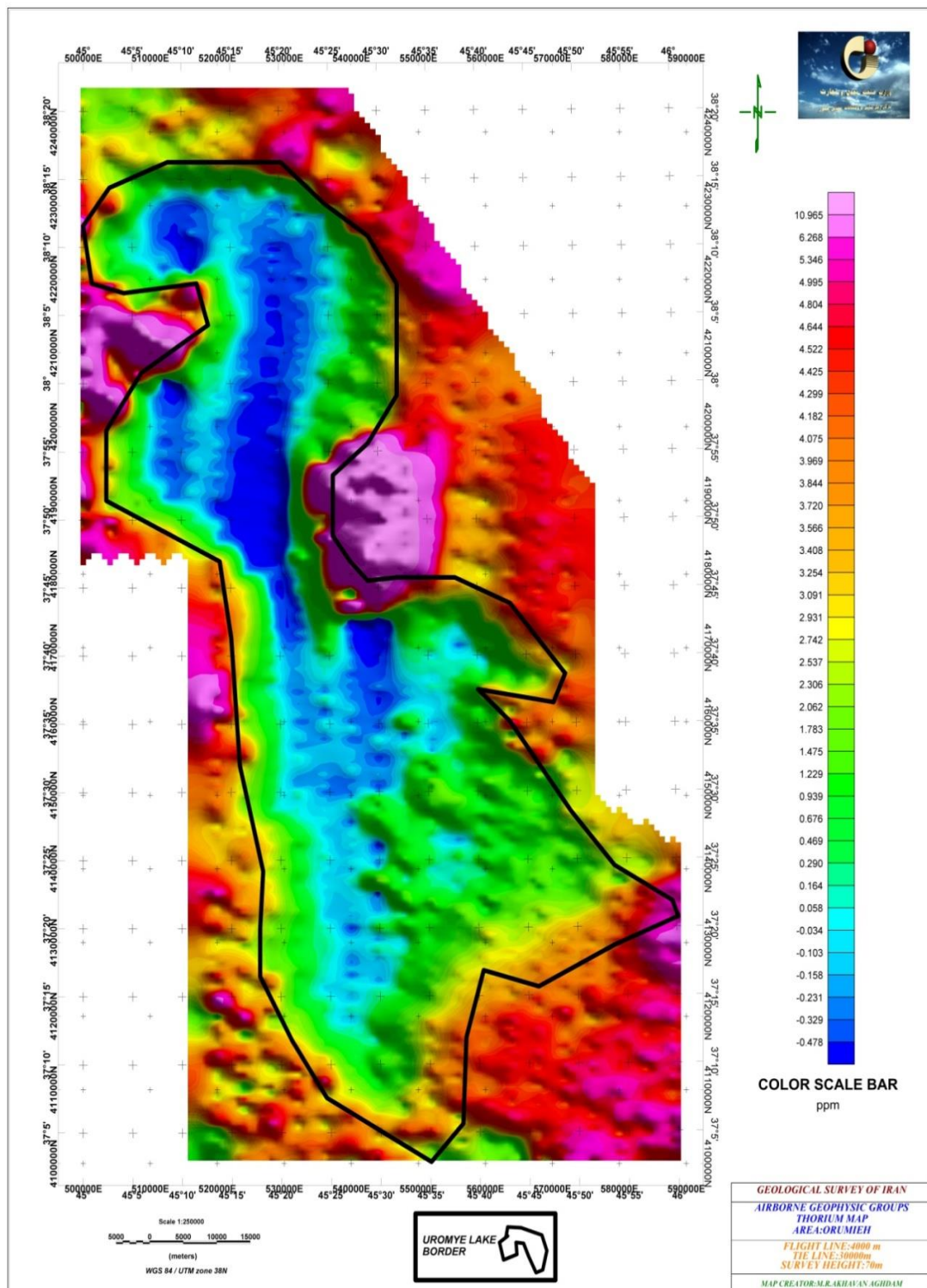
قسمت شمال غربی محدوده نیز در قسمتی از آن که واجد سنگهای نفوذی اسیدی (گرانیت قوشچی) است، تجمع بالای ناشی از هر سه عنصر را می توان مشاهده نمود. که با وجود این نوع لیتولوژی این امر کاملاً منطقی است. اما نکته جالب توجه آنست که در همین توده های گرانیتی در قسمتی از مرکز آن واحد آهکی وجود دارد که احتمالاً برونزد آن ناشی از فعالیتهای تکتونیکی است و این واحد آهکی واجد مقدار بالای عنصر اورانیوم می باشد.

گرانیتیهایی که در قسمت جنوب غربی منطقه برونزد دارند در پاره ای از قسمتها مقدار پتاسیم موجود در آنها از بقیه عناصر رادیو اکتیو بیشتر است که می تواند نشان دهنده آلتراسیون این دسته از گرانیتها باشد هر چند دو عنصر دیگر نیز در این سنگهای اسیدی تجمع نسبتاً بالایی از خود نشان می دهند.

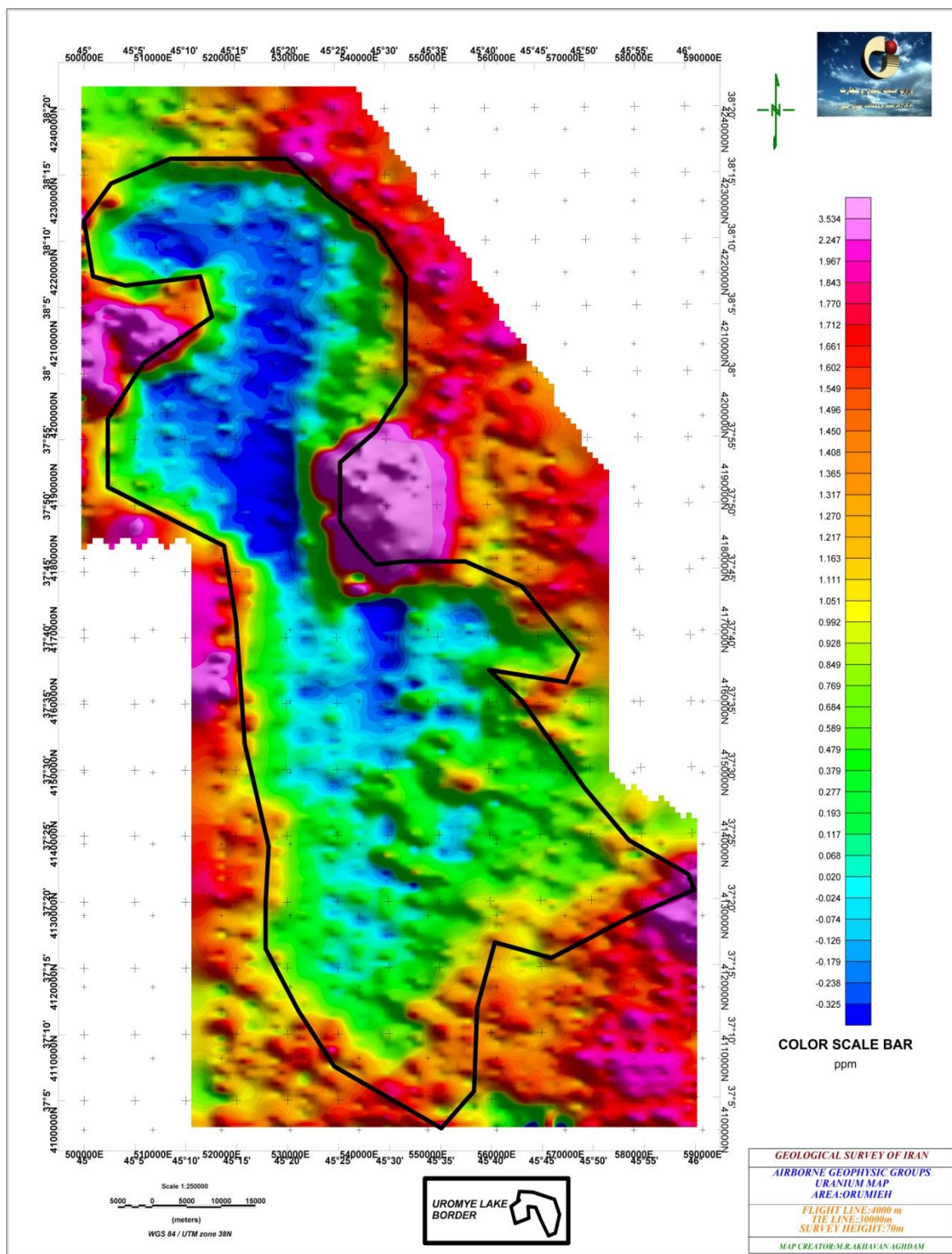
آبرفتهایی که در قسمتهای جنوب شرقی حاشیه دریاچه وجود دارند نیز تجمع عناصر رادیو اکتیو را از خود نشان می دهند که هر چند تجمع در آبرفتها نمی تواند پاسخ قاطع و مشخصی برای عناصر رادیو اکتیو باشد

ولی شاید بتوان گفت منشا سازنده این آبرفتها از مقدار بالای این عناصر بهره مند بوده است .

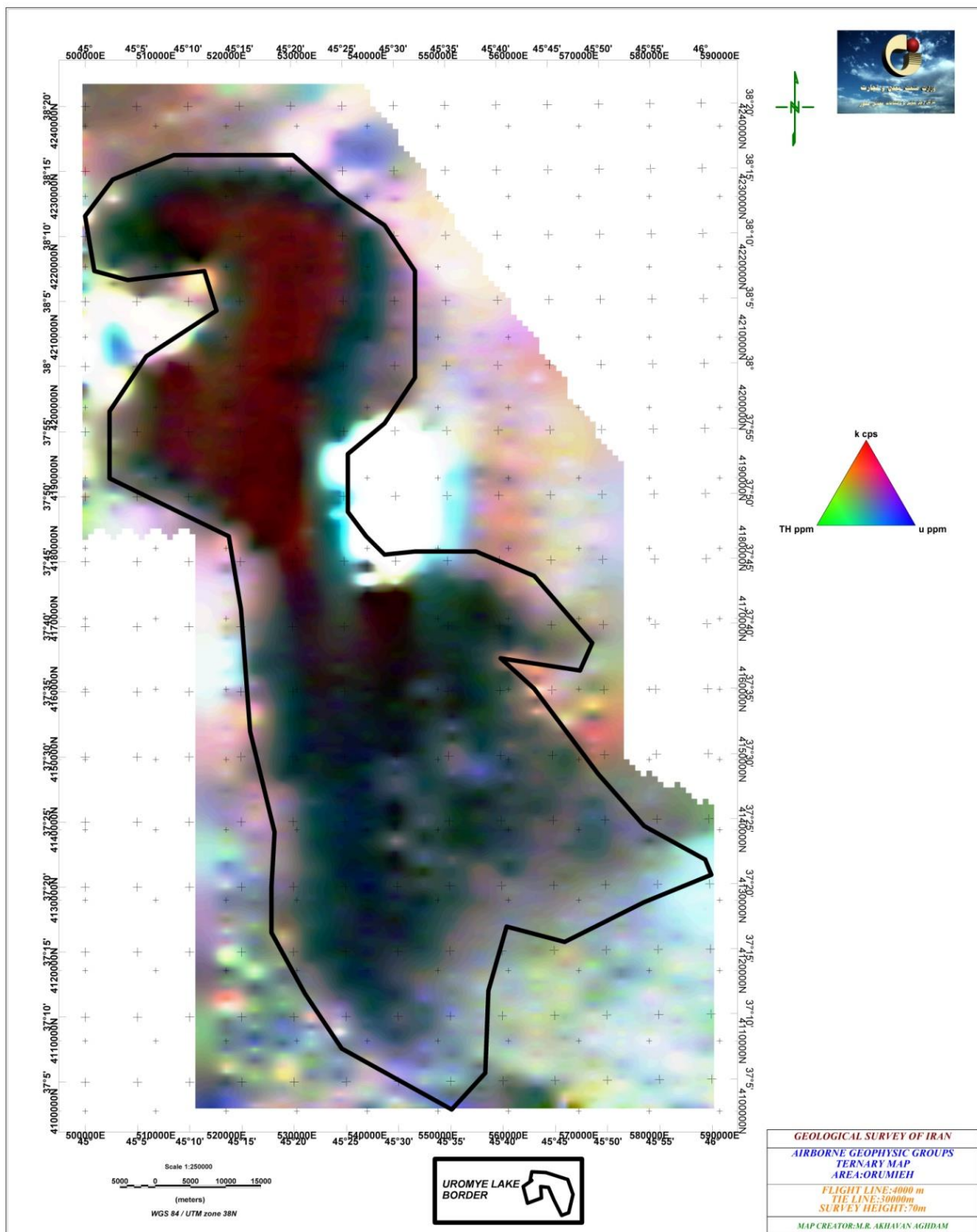




شکل 23 نقشه توریم



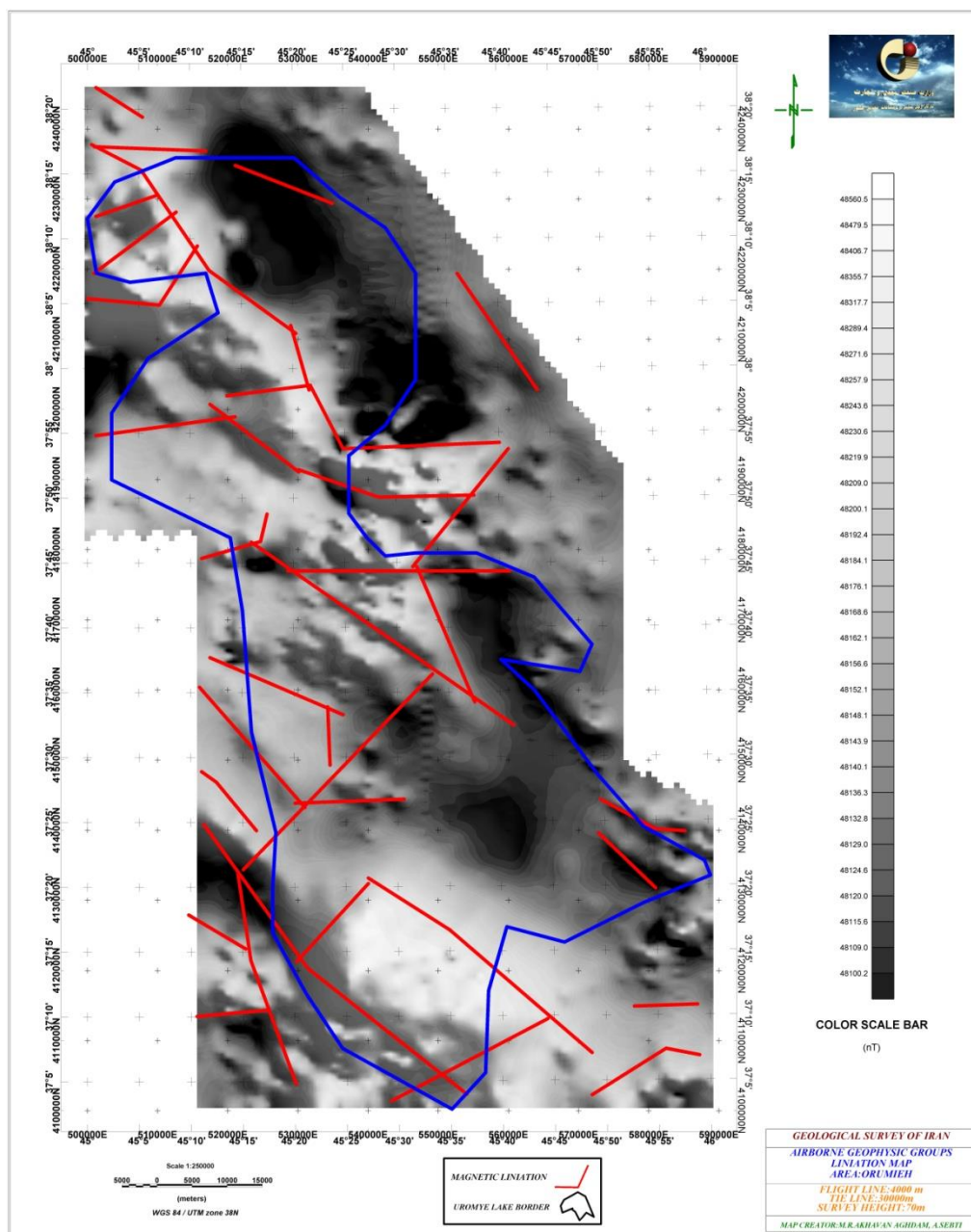
شکل 24 نقشه اورانیوم



شکل 25/ نقشه سه گانه رادیومتری

19.1 بررسی خطواره های مغناطیسی منطقه

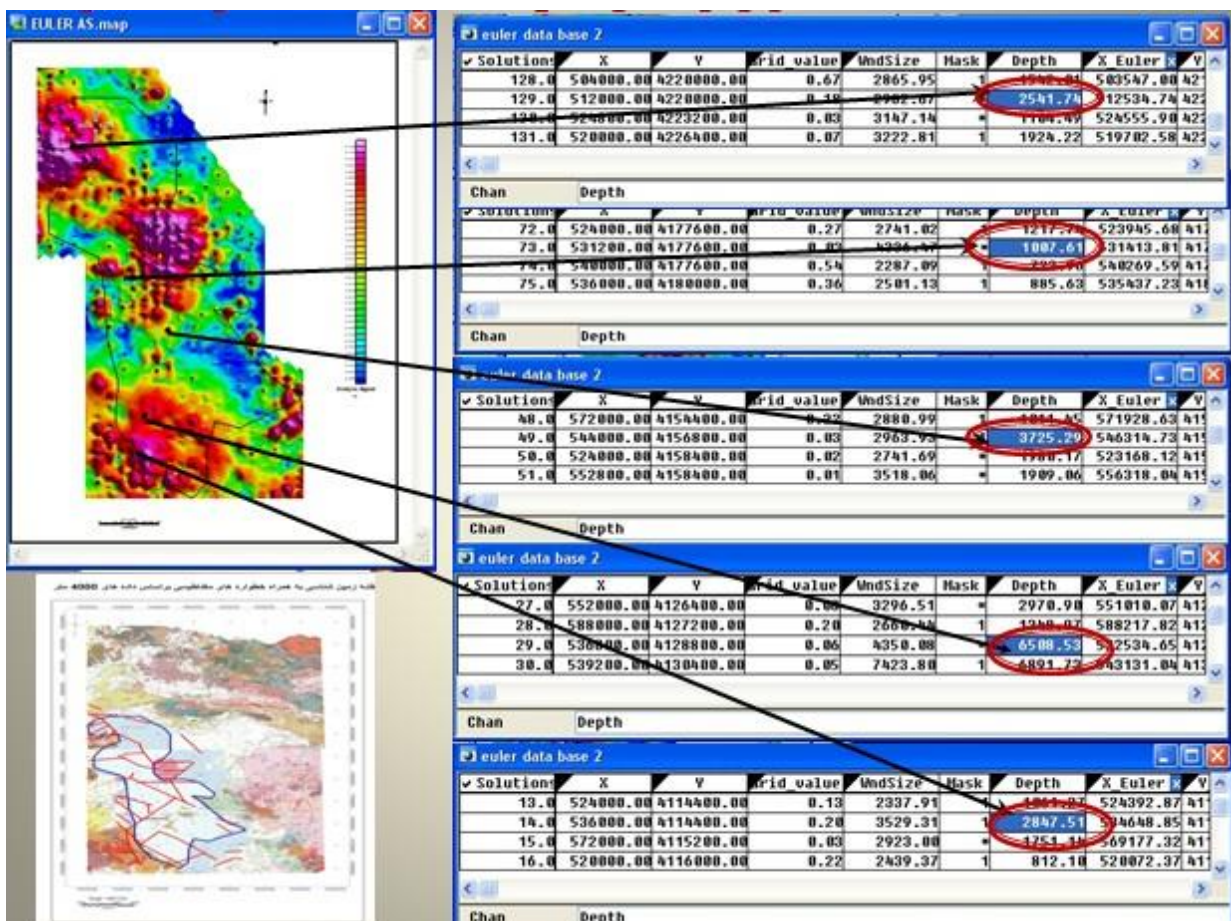
با استفاده از نقشه های مشتق اول قائم، مرز واحد های مغناطیسی و نقشه برگردان به قطب مهمترین خطواره های مغناطیسی منطقه رسم گردید .



شکل 26/مهمترین خطواره های مغناطیسی منطقه

همانگونه که در نقشه خطواره های مغناطیسی منطقه (شکل 26) مشاهده می گردد بسیاری از این خطواره ها در نقشه های زمین شناسی به دلیل پوشیده بودن قابل مشاهده نیستند. ولی واقعیت امر آن است که تعداد زیادی از آنها در قسمتهای زیرین دریاچه وجود دارند که هر یک می توانند در تحلیل های ساختاری دریاچه و حتی تعیین پهنه خطر برای دریاچه نقش مهمی ایفا نمایند. جهت تحلیل بهتر نقش ساختارها در تغییرات مربوط به حوضه رسوبی ارومیه، نخست از روش اوایلر تخمینی عمقی از قسمتهای مختلف دریاچه برآورد می گردد تا در نهایت بتوان تحلیل های ساختاری دقیق تری از آن ارائه نمود.

پس از اعمال روش اوایلر و محاسبه عمق همانطور که در شکل 27 مشاهده می گردد به نتایج جالبی بر می خوریم



شکل 27/تعیین عمق توده های مهم با استفاده از روش اوایلر

در قسمتهای جنوبی دریاچه ضخامت حوضه رسوبی نسبتاً زیاد بوده و بین 2500 تا 3000 متر متغیر می باشد در قسمتهای میانی ضخامت حوضه رسوبی به شدت کم شده به 800 متر تا 1000 متر بالغ می گردد مجدداً در قسمتهای شمالی عمق حوضه افزایش نشان می دهد این مسئله بیانگر این مطلب است که دو خطواره اصلی با راستای شمال غرب- جنوب شرق که در شکل بالا نیز مشخص است حوضه رسوبی را تحت تاثیر قرار داده و باعث ایجاد یک حالت بالاآمدگی (HORST) در قسمتهای میانی و حالت فرو افتادگی (GRABEN) در قسمتهای شمالی و جنوبی دریاچه گشته اند که شواهد تکتونیکی منطقه نیز تا حدود زیادی این امر را تایید می کنند از سویی محدوده حد فاصل بین دو گسل 1 و 2 از جمله عمیق ترین قسمتهای منطقه را شامل می گردند (بیش از 6000 متر عمق حوضه رسوبی) که این امر می تواند در ارتباط با سازوکار گسل های موجود باشد که می تواند یکی از آنها گسل راستگرد در بالا و دیگری گسل چپگرد در پایین باشد که اثر حرکتی آنها، یک حوضه فرو افتاده عمیق داخل گرانی که از آن صحبت شد را ایجاد نموده باشند.

یادآوری این نکته ضروری است که عمقهای محاسبه شده در اینجا به روش اوپلر به علت فاصله نسبتاً زیاد خطوط پرواز (4000 متر) نمی تواند صرفاً نشان دهنده عمق پی سنگ بوده و بعنوان یک عدد مبنای دقیق برای ضخامت حوضه باشد. ولی جهت تفسیر کیفی و نشان دادن تغییرات عمق در قسمتهای مختلف دریاچه نظیر آنچه در بالا عنوان گردید مناسب بوده و تحلیل های تکتونیکی انجام شده بر اساس آن مناسب و درست می باشد.

با توجه به برآورد خود پذیری مغناطیسی سنگها بر اساس داده های موجود می توان گفت جنس پی سنگ دریاچه احتمالاً از نوع آذرین حد واسط، متمایل به بازیک (دیوریت تا گابرو دیوریت) می باشد ولی بدیهی است برای تعیین جنس دقیق سنگها قطعاً عملیات حفاری مورد نیاز می باشد.

20 تفسیر کمی داده‌های مغناطیس سنجی

امروزه با پیشرفت سیستم‌های اندازه‌گیری شدت میدان مغناطیسی، دقت داده‌های میدان مغناطیس کل و گرادیان آنها نیز افزایش پیدا کرده است. بطوریکه این پیشرفته‌ها سبب کاربرد روشهای محاسباتی قویتر جهت تفسیر داده‌ها می‌شود که غالباً "با مراتب بالاتر مشتق (مرتبه دوم و سوم) شدت میدان مغناطیسی سروکار دارند. بخشی از فرآیند تفسیر کمی داده‌ها، بدست آوردن عمق و شکل اجسام بوجود آورنده آنومالی‌ها می‌باشد که در ذیل به چند نمونه اشاره می‌شود.

20.1 روش تیلت-عمق (Tilt – Depth)

یک روش ساده برای تخمین عمق منابع مغناطیسی (با فرض یک مدل کنتاکت قائم) روش تیلت-عمق می‌باشد که با استفاده از کنتورهای نقشه زاویه تیلت مغناطیسی امکان پذیر می‌باشد. زاویه تیلت مغناطیسی مشتق نرمال شده بر اساس نسبت مشتقات عمودی و افقی از شدت میدان مغناطیسی برگردان به قطب شده می‌باشد. از آنجایی که این روش یک درک مستقیم از منابع مغناطیسی در عمق را ارائه می‌دهد، روش تیلت-عمق نامیده می‌شود (Salem et al , 2007).

در ساده‌ترین حالت، روش مذکور فرض می‌کند که ساختار منبع مغناطیسی یک کنتاکت عمودی بوده و هیچ مغناطیس باقی‌مانده‌ای وجود ندارد و مغناطیس شدگی القائی بصورت قائم می‌باشد. اما وجود یک کنتاکت شیب‌دار، بکار گرفتن زاویه میل مغناطیسی نادرست در روش برگردان به قطب و یا وجود هرگونه مغناطیس باقی‌مانده سبب انحراف آنومالی از محل واقعی کنتاکت خواهد شد.

روش تیلت-عمق، عمق را بطور مستقیم از مشتق مرتبه اول میدان مغناطیسی اندازه‌گیری شده تخمین می‌زند. یک برتری روش مذکور نسبت به روش دی‌کانولوشن اوایلر این است که تخمین‌های عمق بدست آمده مستقیماً "مربوط به بخش‌های جداگانه‌ای از آنومالی‌ها می‌باشد در صورتی که در روش اوایلر راه‌حل‌های پراکنده‌ای وجود دارد (بدلیل انتخاب

سایز پنجره و ایندکس ساختاری مناسب) که باید راه حل های معتبر و قوی از بین آنها انتخاب شود. این پراکندگی راه حل ها در روش تیلت-عمق رخ نمی دهد.

روش تیلت-عمق می تواند تداخل آنومالی ها را که بدلیل پیچیدگی های زمین شناسی می باشد، شناسایی کند. زاویه تیلت بصورت زیر بیان می شود:

$$\theta = \tan^{-1} \left[\frac{\frac{\partial M}{\partial z}}{\frac{\partial M}{\partial h}} \right], \quad (1)$$

بطوریکه :

$$\frac{\partial M}{\partial h} = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2},$$

$$\frac{\partial M}{\partial x}, \frac{\partial M}{\partial y}, \frac{\partial M}{\partial z}$$

X, Y, Z در جهات M مشتق های مرتبه اول میدان مغناطیسی می باشد.

از آنجایی که زاویه تیلت متناسب با مشتقات عمودی و افقی شدت میدان مغناطیسی می باشد لذا زاویه تیلت با شدت میدان مغناطیسی و سوسبتیبلسته و مغناطیس شدگی توده های زیرسطحی متناسب نمی باشد. ولی شامل اطلاعاتی از عمق منابع آنومالی می باشد.

تابع « arctan » بزرگی زاویه تیلت را بین $(\pm 90^\circ)$ یا $(\pm \pi/2)$ محدود می کند.

در صورتی که میدان مغناطیسی به درستی برگردان به قطب شود، وابستگی زاویه میل و انحراف مغناطیسی از بین می‌رود. بنابراین موقعیت کانتور صفر زاویه تیلت تقریباً “مرز جسم بوجود آورنده آنومالی مغناطیسی را نشان می‌دهد. زاویه تیلت بصورت زیر نیز بیان می‌شود:

$$\theta = \tan^{-1} \left[\frac{h}{z_c} \right] \quad (2)$$

بطوریکه h موقعیت افقی کنتاکت و z_c عمق آن را نشان می‌دهد.

در صورتی که زاویه تیلت صفر باشد موقعیت کنتاکت صفر بوده و اگر زاویه تیلت $\pm 45^\circ$ باشد :

$$h = \pm z_c$$

بنابراین تخمین عمق بطور مستقیم از نقشه زاویه تیلت، با اندازه‌گیری نصف مسافت عمودی بین کانتورهای $\pm 45^\circ$ امکان‌پذیر خواهد بود.

روش تیلت-عمق بطور موفقیت آمیزی در مقیاس قاره‌ای در مناطق ساحلی آمریکا جهت رسم نقشه سنگ بستر مغناطیسی بکار رفته است. فاصله خطوط پرواز در بیشتر نواحی 5 تا 10 کیلومتر می‌باشد (Salem et al, 2010). نتایج بدست آمده تطابق زیادی با نقشه ضخامت رسوبات که توسط (Laske and Masters, 1997) براساس داده‌های حفاری تهیه گردیده است دارد.

20.1.1 کاربرد روش زاویه تیلت بر روی داده‌های مغناطیسی دریاچه ارومیه جهت تعیین ضخامت

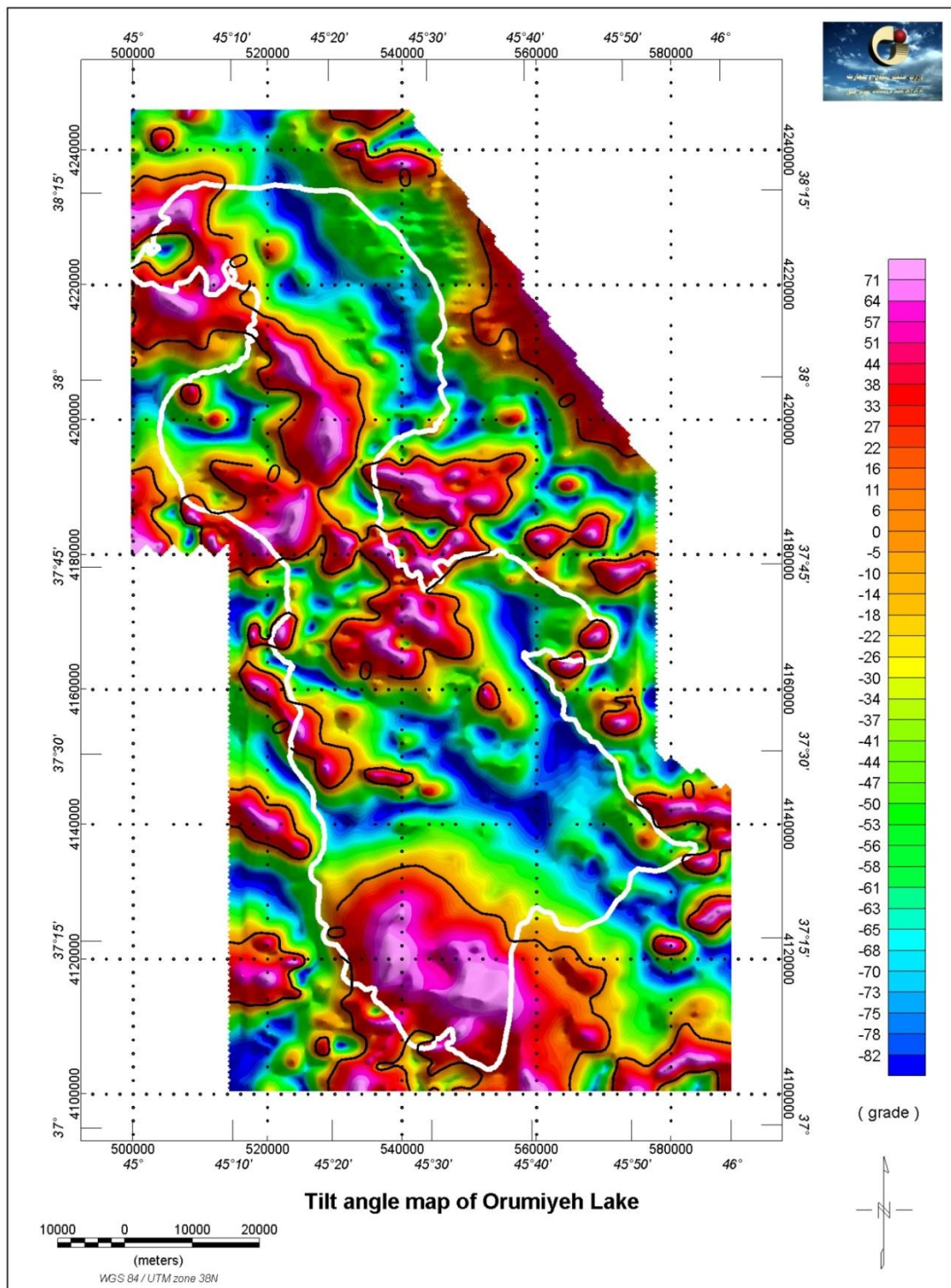
رسوبات

جهت تعیین ضخامت رسوبات دریاچه ارومیه و عمق سنگ بستر (basement) مغناطیسی از داده‌های مغناطیس‌سنجی با فاصله خطوط پرواز 4 کیلومتر و ارتفاع پرواز 70 متر استفاده شده است.

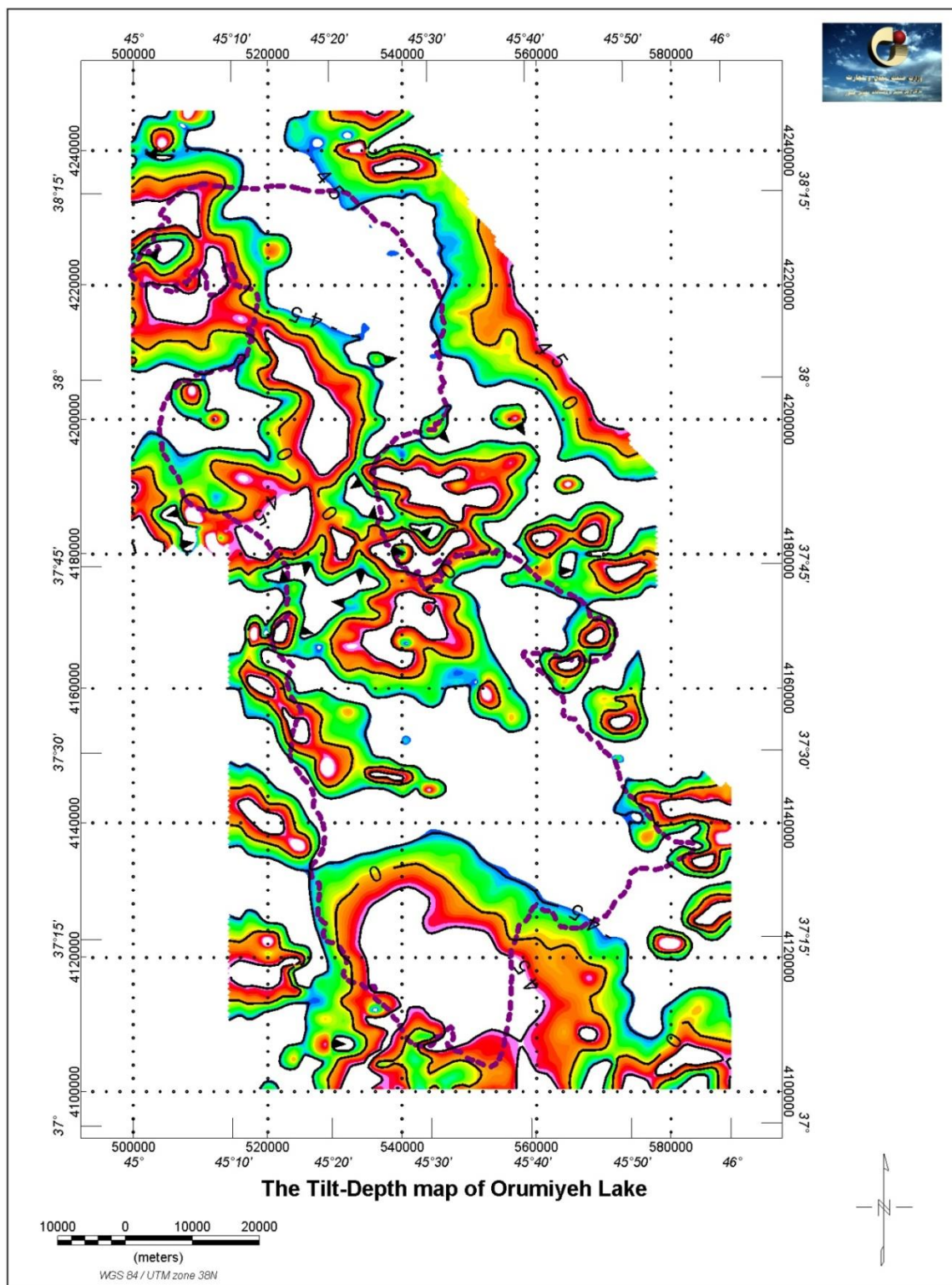
ابتدا بر روی داده‌های شدت کل میدان مغناطیسی فیلتر ادامه فراسو به میزان یک کیلومتر جهت حذف نویزها اعمال شده است. سپس از فیلتر برگردان به قطب استفاده شده و بر روی داده‌های حاصله فیلتر زاویه تیلت بکار رفته است. محاسبه و نمایش زاویه تیلت بر روی شکل شماره 28 قابل مشاهده می‌باشد. کنتور صفر نشان داده شده در شکل با مرز ناپیوستگی -های زمین‌شناسی متناظر بوده و برای آشکار کردن عوارض خطی بکار می‌رود.

جهت تخمین عمق، کنتور صفر و کنتورهای $\pm 45^\circ$ در شکل شماره (14) نمایش داده شده است. نصف مسافت عمودی بین کنتورهای $+45^\circ$ و -45° بیانگر عمق سنگ بستر مغناطیسی می‌باشد و کنتور صفر تقریباً "مرز توده‌های مغناطیسی را نشان می‌دهد.

با توجه به شکل، قسمت‌های مرکزی دریاچه از عمق کمتری نسبت به شمال و جنوب دریاچه برخوردار می‌باشد. بطوریکه در قسمت مرکزی ضخامت رسوبات کمتر از 500 متر می‌باشد که مربوط به جزیره اسلامی واقع در شرق دریاچه می‌باشد. در حالیکه در جنوب دریاچه ضخامت رسوبات به بیش از 5000 متر و در شمال آن به بیش از 4000 متر می‌رسد.



شکل 28 نقشه زاویه تپت



شکل 29 نقشه تیل-عمق برای تعیین ضخامت رسوبات دریاچه

شکل 14-

20.2 روش دی کانولوشن اوایلر (Euler deconvolution)

با استفاده از روش دی کانولوشن اوایلر، داده‌های مغناطیسی به منظور تعیین سریع‌تر موقعیت و عمق منابع مغناطیسی مورد تفسیر قرار می‌گیرد. در این روش از گرادیان داده‌ها استفاده می‌شود و داده‌ها نیازی به برگردان به قطب ندارند. مغناطیس باقی‌مانده نیز فاکتور مهمی در تفسیر داده نمی‌باشد. ساختارهای زمینی با استفاده از یک شاخص ساختاری (Structural index) تعیین می‌گردد.

این روش جهت تعیین موقعیت یا محدوده منابع مغناطیسی محصور، لوله‌های قائم، دایک‌ها و کنتاکت‌ها با دقت قابل توجهی بکار می‌رود.

رابطه هم‌جنسی اوایلر توسط Thompson (1982) بصورت زیر نشان داده می‌شود:

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T)$$

بطوریکه (x_0, y_0, z_0) موقعیت منبع مغناطیسی و (x, y, z) موقعیت میدان کل T می‌باشد. B نیز مقدار ناحیه‌ای (regional value) میدان کل می‌باشد.

N درجه هم‌جنسی می‌باشد که تحت عنوان شاخص ساختاری (SI) نامیده می‌شود و عبارت است از اندازه‌گیری میزان تغییر یا کاهش با فاصله از میدان برای یک منبع. بنابراین تابعی از هندسه جسم بوجودآورنده آنومالی مغناطیسی می‌باشد. بطوریکه میدان مغناطیسی یک دوقطبی نقطه‌ای که متمایل به یک مکعب (سه بعدی) است، ایندکس 3 دارد. در صورتی که یک منبع خطی قائم نظیر یک لوله‌ی عمودی باریک که متمایل به یک میدان مربع (دو بعدی) است، ایندکس ساختاری 2 دارد.

توده‌های گسترده و وسیع، اجتماعی از دوقطبی‌ها می‌باشند که ایندکس ساختاری آن‌ها از صفر تا 3 می‌باشد. طبق پیشنهاد Thompson (1982) یک کنتاکت مغناطیسی، ایندکس کمتر از 5/ دارد.

بر اساس جدول زیر مدل‌های مناسب برای مقادیر متفاوت ایندکس ساختاری ارائه شده است.

Anomaly	Magnetic SI
Sphere	3
Horizontal Cylinder	2
Fault	1
Contact	0

یک روش دیگر برای تعیین اندکس ساختاری مناسب، این است که تعیین کنیم چه تعداد ابعاد نامحدود و یا بسیار بزرگ در مدل ارائه شده وجود دارد. در این مدل این تعداد، از بیشترین مقدار ایندکس ساختاری که 3 می‌باشد، کم خواهد شد که در جدول زیر مشاهده می‌کنیم.

در عمل ایندکس 0/5 زمانی بکار می‌رود که نتایج حاصله از ایندکس صفر نامعقول بوده و خلاف واقع را نشان می‌دهد.

Geological model	Number of infinit dimensions	Magnetic SI
Sphere	0 (z)	3
Pipe	1 (z)	2
Horizontal Cylinder	1 (x, y)	2
Dyke	2 (z and x or y)	1
Sill	2 (x and y)	1
Contact	3 (x, y and z)	0

فاکتور تاثیرگذار دیگر در روش اوپلر انتخاب یک پنجره مربعی با اندازه 3×3 یا بزرگتر می‌باشد که بر روی گرید شدت میدان مغناطیسی حرکت می‌کند. اندازه پنجره باید بقدر کافی بزرگ باشد تا آنومالی موردنظر را در گرید میدان کل مغناطیسی در بر بگیرد ولی نه به اندازه‌ای بزرگ که شامل آنومالی‌های مجاور نیز گردد.

در صورتی که آنومالی‌های حاصله از منابع مختلف بقدری به هم نزدیک باشند که هر پنجره انتخابی را اشغال کنند، در صورت امکان اندازه پنجره باید کوچک باشد. از سوی دیگر نمایش آنومالی‌های وسیع که از منابع عمیق حاصل می‌شوند

در پنجره‌های کوچک، نتایج ضعیفی را ارائه کرده و برآوردهای غیرقابل اعتمادی از عمق و موقعیت منابع را محتمل می‌سازد.

روش قراردادی برای نمایش نتایج روش اوپلر، رسم یک دایره است که بر روی مدل متمرکز می‌شود. بطوریکه قطر دایره عمق سطح بالای مدل را نشان می‌دهد. با افزایش قطر دایره، عمق مدل نیز افزایش می‌یابد.

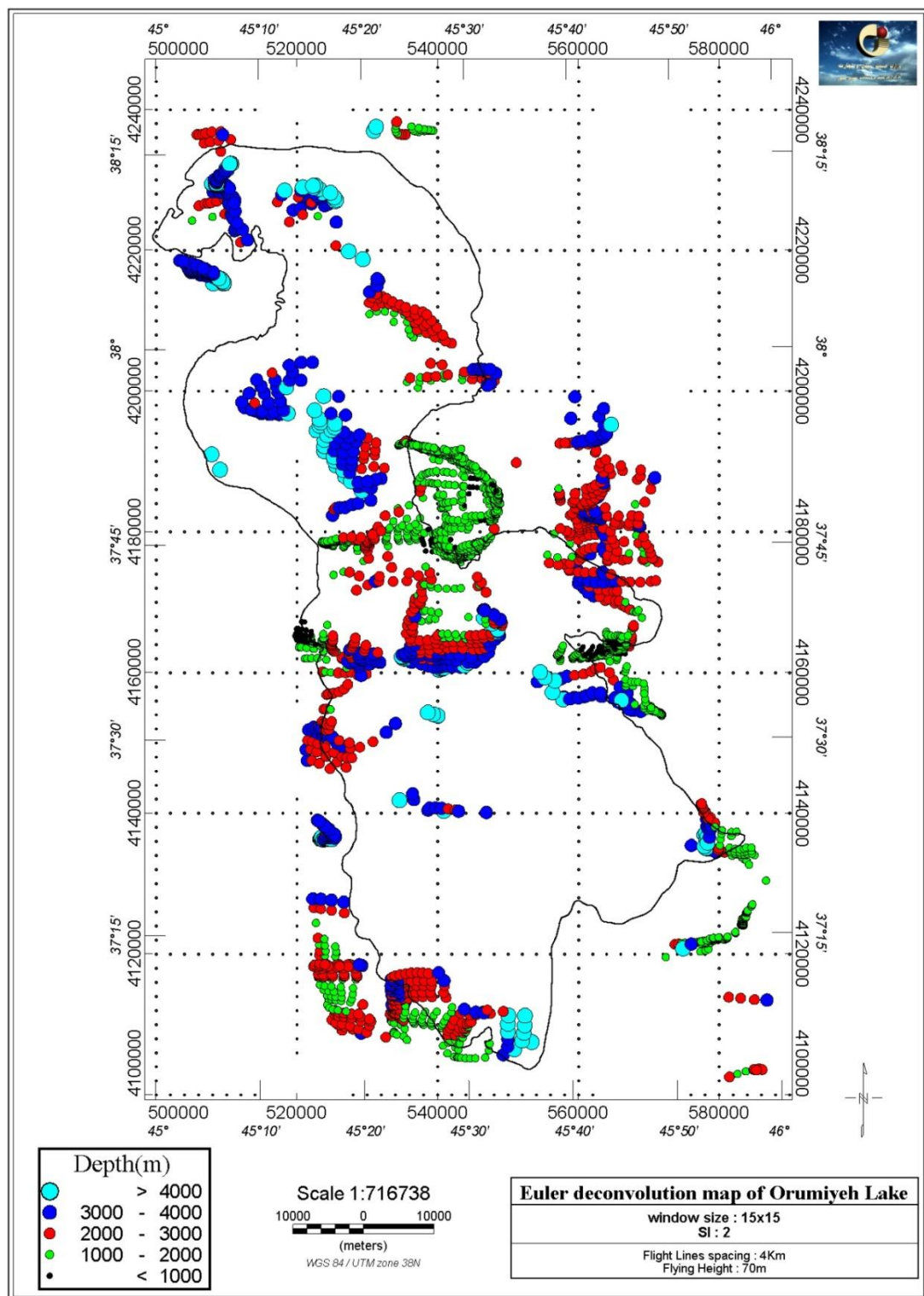
20.2.1 کاربرد روش دی کانولوشن اوایلر بر روی داده‌های مغناطیسی دریاچه ارومیه جهت تعیین

عمق

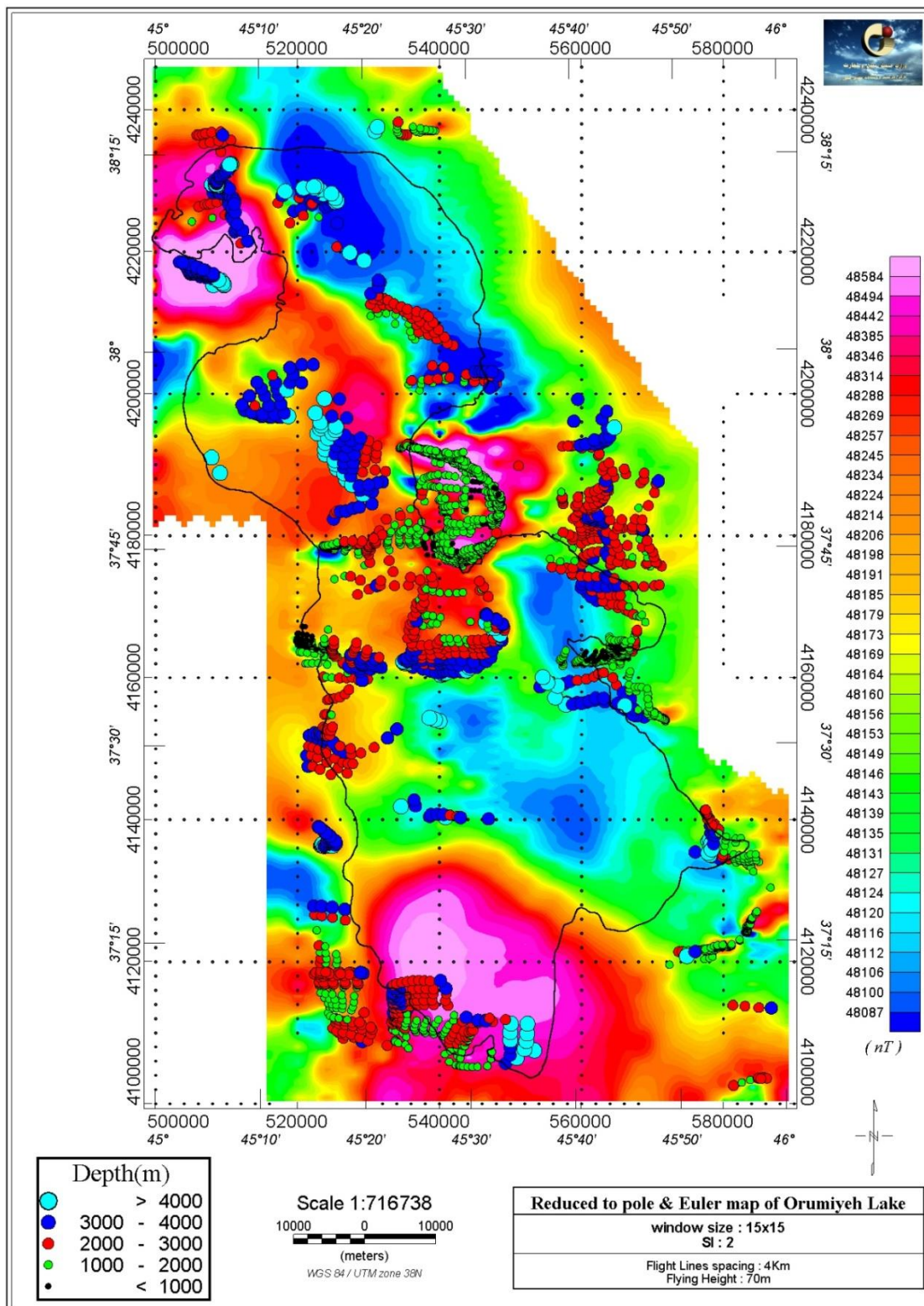
جهت تعیین عمق بالای توده‌های مغناطیسی دریاچه ارومیه و در نتیجه تعیین ضخامت نسبی رسوبات دریاچه روش اوایلر با ایندکس ساختاری 2 و اندازه پنجره 15×15 بر روی داده‌های شدت کل میدان مغناطیسی اعمال گردید. با توجه به فاصله خطوط پرواز نسبتاً زیاد (4 کیلومتر) و با در نظر گرفتن شکل تقریبی استوانه‌ای برای توده‌های مغناطیسی به نظر می‌رسد که انتخاب ایندکس ساختاری 2 مناسب باشد. نتایج حاصله در شکل شماره 30 قابل مشاهده می‌باشد. انطباق عمق بدست آمده از روش اوایلر با آنومالی‌های مغناطیسی در شکل 31 آورده شده است.

با توجه به شکل کمترین عمق در منطقه مورد مطالعه در قسمت مرکزی دریاچه واقع شده است که عمق کمتر از 1000 متر را نشان می‌دهد. جزیره اسلامی نیز با عمق کمتر از 1 کیلومتر و در قسمتهایی با عمق 1 تا 2 کیلومتر در شرق این ناحیه قرار دارد. نگاهی به نقشه تیلت-عمق که ضخامت رسوبات دریاچه را نشان می‌دهد و قبلاً به آن اشاره شد این موضوع را تایید می‌کند بطوریکه ضخامت رسوبات در این منطقه را حتی کمتر از 500 متر هم نشان می‌دهد. مناطق شمالی و جنوبی دریاچه عمق بیشتری داشته و قسمت شمالی نسبت به قسمت جنوبی از عمق بیشتری برخوردار است. بطوریکه روش اوایلر برای آنومالی مغناطیسی واقع در شمال غرب دریاچه عمق 3 تا 4 کیلومتر و در مناطقی بیش از 4 کیلومتر را پیشنهاد می‌دهد. روش تیلت-عمق نیز برای آنومالی مذکور عمق 4 کیلومتر در جنوب آنومالی تا $1/5$ کیلومتر در شمال آن را نشان می‌دهد.

آنومالی واقع در جنوب دریاچه با توجه به نقشه اوایلر عمدتاً از عمق 2 تا 3 کیلومتری برخوردار بوده و در حاشیه شرقی به عمق بیش از 4 کیلومتری نیز می‌رسد. روش تیلت-عمق نیز عمق کمتر $2/5$ کیلومتر در حاشیه غربی تا عمق بیش از 5 کیلومتر در حاشیه شرق آنومالی را نشان می‌دهد.

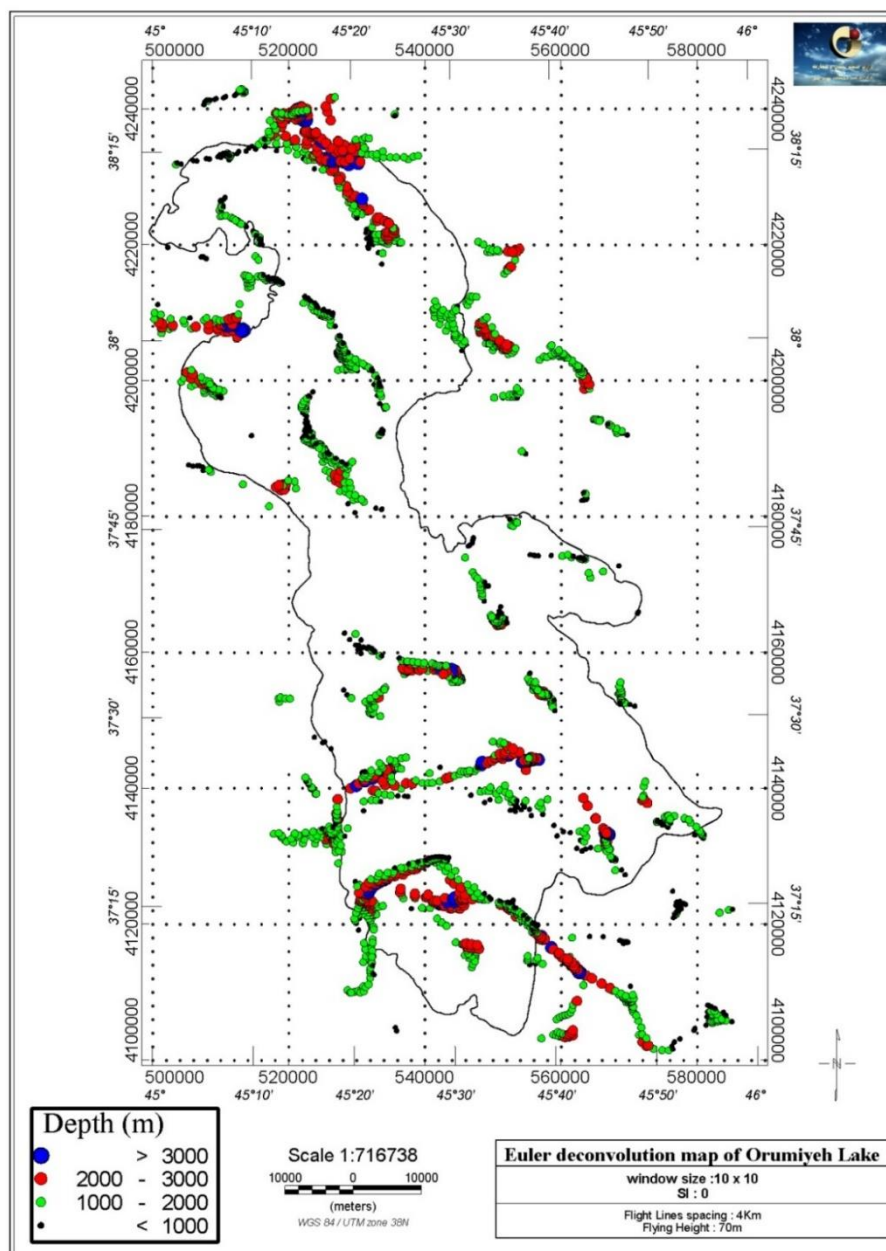


شکل 30 نقشه دی کانولوشن اولیور با ایندکس ساختاری 2



شکل 31 نقشه برگردان به قطب و دی کانولوشن اوپلر

یکی دیگر از مزیت‌های روش دی‌کانولوشن اولیه تعیین کنتاکت‌ها و خطواره‌ها با استفاده از ایندکس ساختاری صفر و یا کمتر از 0/5 می‌باشد. نتیجه حاصل از این روش با ایندکس ساختاری صفر و اندازه پنجره 10×10 در شکل 32 نشان داده شده است. روندهای حاصله انطباق بسیار خوبی با خطواره‌های مغناطیسی نشان می‌دهد. با توجه به اینکه گسل‌های زمین‌شناسی در زیر دریاچه قابل تشخیص نمی‌باشد لذا این روش به منظور تشخیص خطواره‌ها و تعیین عمق آنها از اهمیت زیادی برخوردار است



شکل 32 نقشه دی‌کانولوشن اولیه با ایندکس ساختاری صفر

21 روش مطالعه

روش مطالعه در انجام این پروژه شامل مراحل زیر است:

21.1 جمع آوری اطلاعات و تهیه بانک اطلاعاتی از منابع داخلی و خارجی

21.2 عملیات صحرایی و نمونه برداری

21.3 عملیات آزمایشگاهی

21.4 پردازش داده ها

21.1 جمع آوری اطلاعات و تهیه بانک اطلاعاتی از منابع داخلی و خارجی

در این پروژه سعی شده است، حتی لامکان از منابع دهه اخیر استفاده شود و صرفاً در توضیح مسائل پایه ای و تعاریف علمی به منابع ده های گذشته بسنده شود. کتب و مقالات انگلیسی از چندین جمع آوری گردید که به شرح زیر می باشد:

- 1- کتبی که مجری فنی اختیار قرار گرفت و از آن ها در تعاریف بنیادی و پایه ای استفاده شد.
- 2- با استفاده از حساب کاربری دانشگاه تربیت مدرس در سایت Elsevier تعدادی از مقالاتی که دریافت شان منوط به پرداخت وجه بود، به صورت رایگان دریافت شد.
- 3- بهره گیری از اطلاعات موتور های جستجو جهت دسترسی به منابع قابل داندود

برای جمع آوری کتب و مقالات فارسی نیز مراحل بالا طی شد تا در صورت امکان به جدیدترین و آخرین نسخه آن ها دستیابی پیدا کنیم، کلیه این منابع از طرق زیر گردآوری گردید:

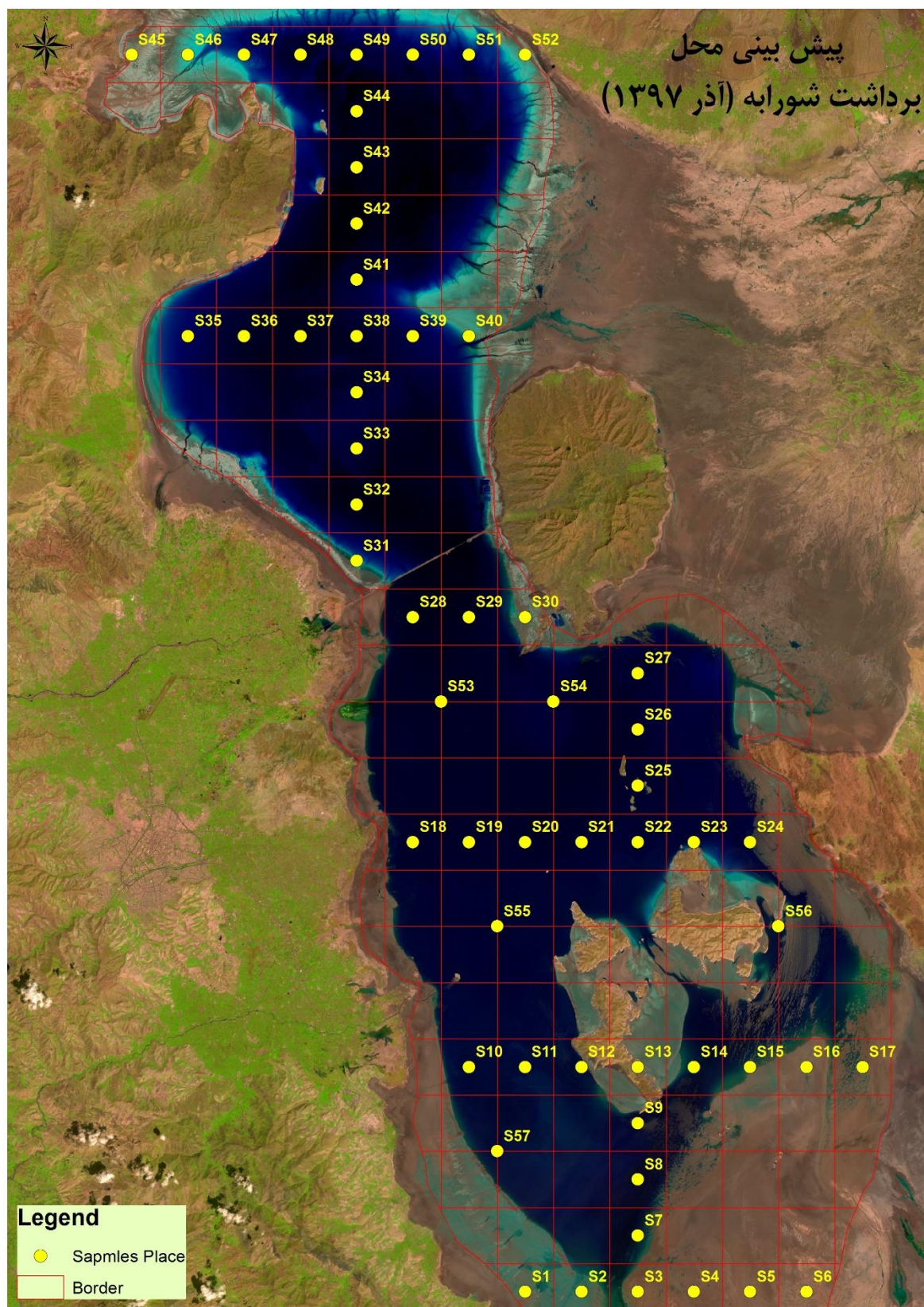
- 1- استفاده از گزارشات و مقالاتی که استاد راهنما و مشاور در اختیار اینجانب قرار دادند که میتوان به 5 جلد از گزارش های سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور در دریاچه ارومیه که در سال های 1390-1391 به چاپ رسیده بودند اشاره کرد.
- 2- بهره گیری از گزارشات طرح استحصال املاح تبخیری در پلایا های ایران که توسط مدیریت اکتشافات عناصر فلزی، غیر فلزی و کانی های صنعتی سازمان تنظیم گردیده بود.

- 3- استفاده کامل ترین مجموعه مقالات دریاچه ارومیه موجود در کشور ، که متعلق به سی و دومین گردهمایی و اولین کنگره بین المللی- تخصصی علوم زمین با رویکرد ویژه بر نجات دریاچه ارومیه بوده است و در بهار 93 منتشر گردید.
- 4- بهره گیری از گزارشات و نقشه های شرکت مهندس مشاور یکم که در سال 1380 پروژه مشترک با متخصصین هلندی در مورد محیط زیست و حیات وحش دریاچه ارومیه اجرا نموده اند.
- 5- استفاده از گزارشات و نقشه های شرکت مهندسین مشاور معدن آفرین در که در سال 1381 به سفارش وزارت صنایع و معادن وقت پروژه ای را با عنوان بررسی امکان استحصال املاح از دریاچه ارومیه را انجام دادند.
- 6- جستجو در منابع کتابخانه ای سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور و استفاده از شرح نقشه های زمین شناسی ، کتب و گزارشات مرتبط با مطالعه دریاچه های شور، شورابه ها و پلایا های ایران
- 7- استفاده از داده های ادارات هواشناسی استان آذربایجان شرقی و هواشناسی کل کشور
- 8- و در آخر میتوان به جستجو در منابع اینترنتی سایت های فارسی زبان اشاره نمود

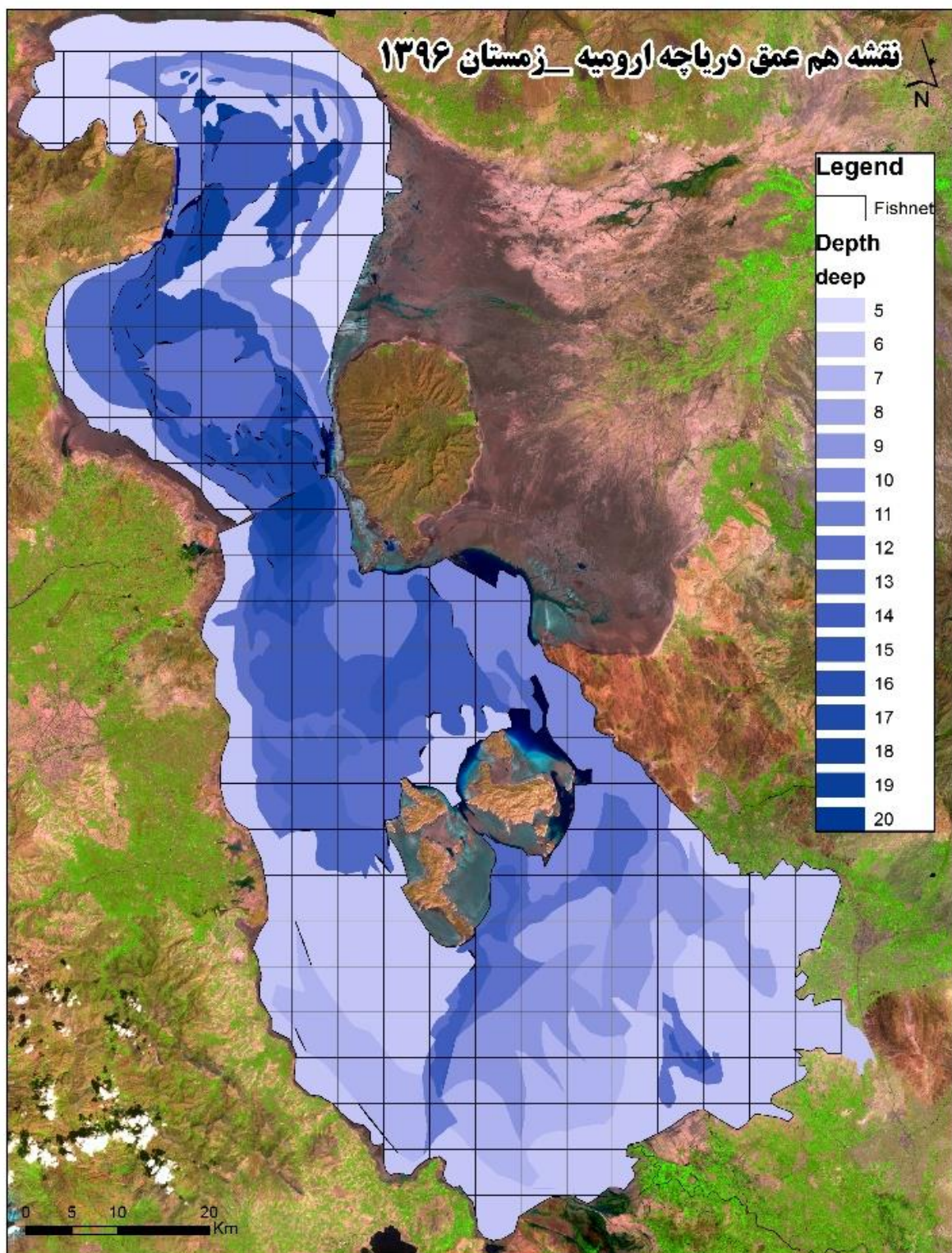
21.2 عملیات میدانی

با اخذ مشاوره از شرکت Novopro کانادا به عنوان یک شرکت معتبر در سطح بین المللی در امور مربوط به استحصال املاح شورابه ایمقرر گردید در این نوبت از بازدید و برداشت های صحرایی تا جایی که امکان نفوذ به دریاچه موجود است از شورابه سطحی نمونه برداشت شود و اطلاعاتی از قبیل عمق و چگالی شورابه با استفاده از دستگاه دانسیتومتر، در محل اندازه گرفته شود و نمونه های شورابه به میزان 4 برابر رقیق و بایگانی شود و جهت آنالیز کاتیون و آنیون اصلی به آزمایشگاه ارسال شود.

در ابتدای عملیات میدانی و قبل از آغاز سفر، 2 نقشه با عناوین شبکه نمونه برداری پیشنهادی با فواصل 5 کیلومتر و نقشه تخمین عمق آب دریاچه بر پایه تصویر ماهواره Landsat 8 به تاریخ 01/12/2018 تهیه شد. هر دو نقشه جهت نمایش برداشت شورابه و پیش بینی مسیر حرکت قایق تهیه گردید (اشکال 33 و 34)



شکل 33) شبکه نمونه برداری از شورابه سطحی با فواصل 5 کیلومتر



شکل 34) نقشه پیش بینی عمق دریاچه ارومیه جهت ارومیه جهت پیش بینی مسیر حرکت قایق (بر اساس داده های ماهواره ای) (زمستان 96)

به منظور انتقال تجربه و بیان کامل از شرایط عملیات میدانی برای سایر محققین، این فصل از گزارش به تفصیل توضیح داده خواهد شد

موقعیت و وضعیت ایستگاه S1 (محدوده بندر شرفخانه)

قبل از آغاز عملیات ابزار مورد نیاز از جمله لوله پولیکا، بطری نمونه برداری و تجهیزات آزمایشگاه صحرایی تهیه شد (شکل 35 و 36)



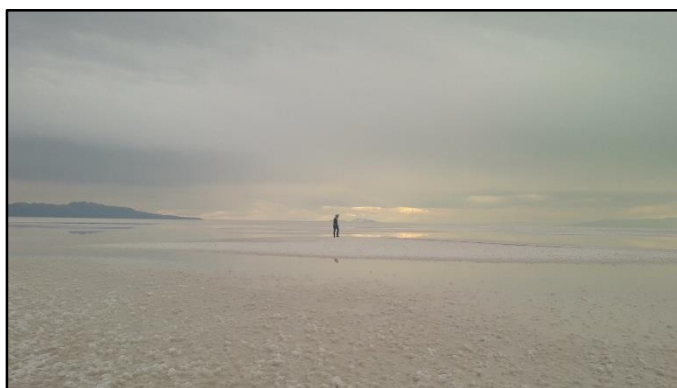
شکل 36) تهیه و آماده سازی ابزار مورد نیاز



شکل 35) هموار سازی مسیر جهت ورود به حریم دریاچه

اولین نقطه از مسیر جاده بندر شرفخانه- جاده دریا به مختصات N:537132, E:4220493 به شماره S1 برداشت گردید. عمق آب در این قسمت 5 تا 10 سانتی متر و چگالی شورابه 1.264 gr/ml برآورد گردید (شکل 84، جدول 3).

در ابتدای ورود به حریم پیکره آبی، از پهنه گلی (mud flat) عبور کرده و به دلیل کاهش سطح ایستابی و خشکسالی سال های اخیر و کاهش جریان های ورودی رودخانه های اطراف زمین، پهنه گلی بسیار باریک بود. نمک های ناحیه Salt flat به دلیل نزولات جوی در حال انحلال بخشی بودند. به طوریکه بلورهایی که به تازگی رسوب کرده بودند در حال انحلال بودند ولی بلورهای قدیمی و سخت تر دچار تغییر حالت نشده بودند و به صورت ساختار های گل کلمی سطحی خشن را به وجود آورده بودند. نمونه S1 از محدوده Ephemeral lake برداشت شده است. به این معنا که شورابه این بخش از دریاچه فصلی است و آب برداشت شده حاصل از انحلال نمک های بستر در آب باران می باشد (شکل 37 و 38).



شکل 38) محل برداشت نمونه S1



شکل 37) محل برداشت نمونه S1

جدول 2) اطلاعات نقاط برداشت نمونه S1

شماره نمونه	نوع نمونه	X (UTM)	Y (UTM)	عمق آب (cm)	چگالی آب (gr/ml)
S1	شورابه	537132	4220493	7	1.264



شکل 39) محل برداشت نمونه S1

موقعیت و وضعیت ایستگاه های S2 تا S6 (بندر شرفخانه)

در روز دوم برداشت های میدانی، نمونه های شورابه ای S2, S3, S4, S5, S6 برداشت و داده های عمق D1, D4 اندازه گیری شد. به علت بارش باران در روزهای نمونه برداری، عمق آب در پهنه های کاملاً خشک نمکی 3 الی 4 سانتی متر افزوده شده بود. همین امر باعث انحلال بخشی نمک ها شده بود و خطر گیر کردن خودرو در پهنه های گلی را بسیار افزایش داد. به علت افزایش نزولات جوی سطح ایستابی به طور تقریبی 5 تا 10 سانتی متر افزایش نسبی نشان میدهد. از سویی امکان قایق رانی به دلیل کاهش کلی عمق دریاچه و برداشت نمونه از وسط آن غیر ممکن و از سویی دیگر راه دسترسی به وسیله خودرو به دلیل افزایش نزولات جوی میسر نبود. لذا نمونه برداری بر طبق طراحی اولیه شبکه نمونه برداری که در شکل 33 نشان داده شد پیش نرفت و شبکه نمونه برداری به صورت انتخابی و با رعایت فواصل 5 کیلومتر بر اساس امکان پیاده روی در بستر دریاچه، انتخاب شد. یعنی در بعضی نواحی که امکان ادامه مسیر با خودرو یا قایق مقدور نبود برای رعایت فواصل نمونه برداری، روش پیمایش در آب تا عمق حداکثر 30 سانتی متری آب، جایگزین گردید. اطلاعات مربوط به این نمونه ها در جدول 3 نشان داده شده است.

جدول 3) اطلاعات نقاط برداشت نمونه در روز دوم بازدید 1397/09/02

شماره نمونه	نوع نمونه	X	Y	عمق آب cm	چگالی آب (gr/ml)
S2	شورابه	535918	4219954	35	1.271
S3	شورابه	534992	4220879	50	1.269
S4	شورابه	530041	4222875	20	1.265
S5	شورابه	531381	4228701	5	1.228
S6	شورابه	534725	4224902	15	1.260
D1	-	536190	4219500	20	-
D2	-	536000	4219697	28	-

علت عدم پیوستگی نمونه برداری، شرایط سخت و عدم دسترسی به نقاط وسط دریاچه است. برای مثال پس از برداشت نقطه S3 به دلیل افزایش عمق جهت حرکت به سمت شمال تغییر کرد. در این منطقه حفاری ضربه ای تست شد که متأسفانه به دلیل سختی لایه های نمک مغزه گیری از نمک موفقیت آمیز نبود (شکل 40، 41).



شکل 40) مغزه گیری ضربه ای در لوله فلزی



شکل 41) مغزه گیری ضربه ای در لوله پلیکا

به طور کلی تغییرات رسوبی که در این قسمت از دریاچه دیده شد شامل انحلال و رسوب گذاری در کف دریاچه است. به طوریکه در کف دریاچه ساختارهای گل کلمی دیده میشود که از نزدیک بلورهای مکعبی نمک در آن قابل تشخیص است (شکل 42 43).

در نقطه S2 که با بندر شرفخانه حدود 9 کیلومتر فاصله دارد چگالی آب در بیشینه قرار دارد و رنگ آب سبز، شفاف و بدون رسوبات سیلت و رس است. با کاهش عمق از میزان چگالی کاسته شد که نشان دهنده تجمع نزولات جوی به طور موقت در آن منطقه است. در اکثر مواقع نزولات جوی باعث افزایش عمق در آن زمان حداکثر بین 5 تا 10 سانتی متر گردیده است و به دلیل اینکه به طور کامل موفق به شکستن پیوند یونی تبخیری ها نشده اند در اثر وزش باد و انرژی خورشید به سرعت تبخیر صورت گرفته است. بدیهی است با افزایش ورودی آب به پیکره آبی دریاچه، میزان افزایش عمق ناشی از انحلال نمک، افزایش خواهد یافت. لذا پیش بینی می شود در فصل تابستان در این نواحی آبی دیده نشود. مانند مناطق S5, S6.

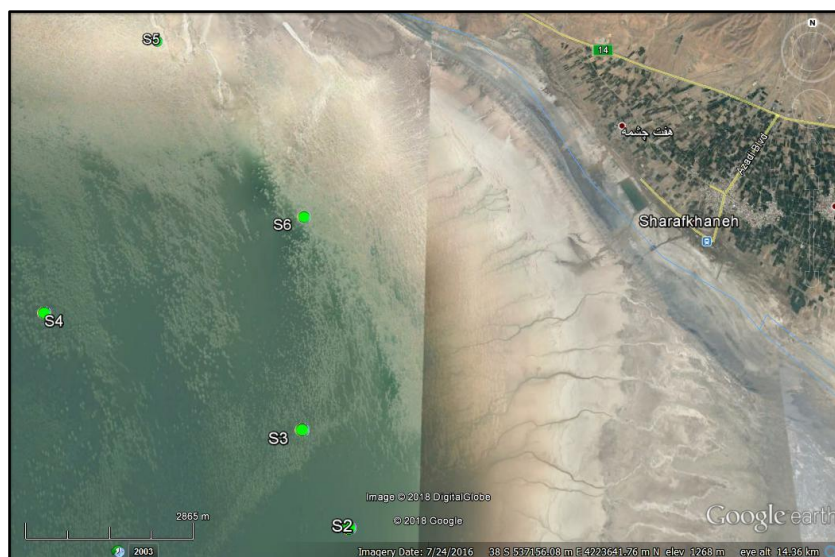


شکل 43) محل برداشت نمونه S5



شکل 42) مراحل تشکیل بلور شدگی در سطح محل برداشت نمونه S6

نقطه S5 از دیدگاه رسوب شناسی فعال به نظر می‌رسد (شکل 44). بالا آمدگی پشته ها و رشد بلورهای مکعبی از کف به دلیل تبخیر و رسوب گذاری و انحلال پشته های نمکی به دلیل افزایش نزولات جوی از یک سو باعث شده است مورفولوژی این منطقه در حال تغییر باشد (شکل 42). در منطقه S4 عمق آب کمی افزایش داشته است و پشته های نمکی حدود 10 سانت بیرون زدگی نشان می‌دهد. مسیر بازگشت از سمت روستای شیخ ولی صورت گرفت که به دلیل باتلاقی بودن مسیر برگشت، خودرو در گل و لجن گیر کرد.



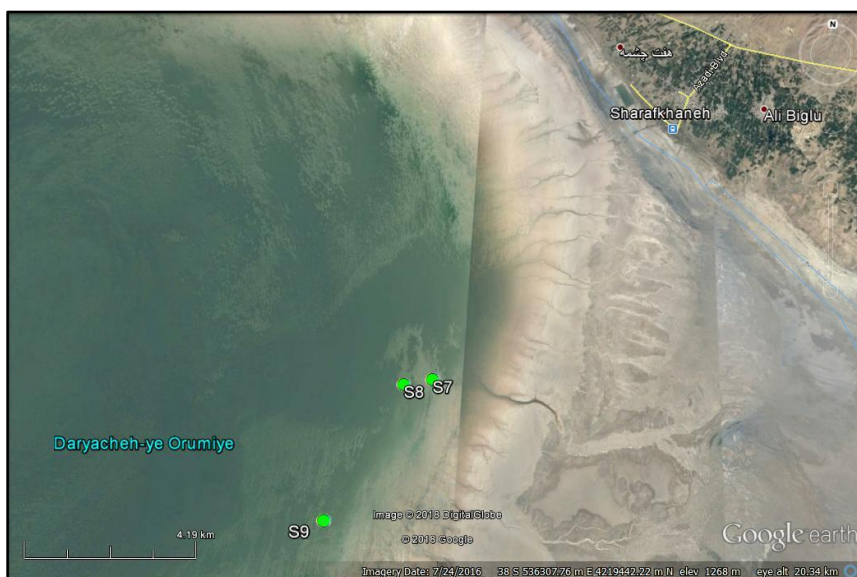
شکل 44) محل برداشت نمونه شورابه های سطحی S1 تا S6

شرایط برداشت شورابه های S7 تا S9 (منطقه جنوب غرب شرفخانه)

شورابه های S7, S8, S9 در سوم آذرماه سال 97 برداشت گردید. اطلاعات کلی این نمونه ها در جدول 4 نشان داده شده است:

جدول 4/ اطلاعات نقاط برداشت نمونه های S7 تا S9

شماره نمونه	نوع نمونه	X	Y	عمق آب cm	چگالی آب (gr/ml)
S7	شورابه	536360	4217207	13	1.272
S8	شورابه	535636	4217072	20	1.275
S9	شورابه	533965	4213553	15	1.275



شکل 45) محل برداشت نمونه های شورابه سطحی در روز سوم بازدید 1397/09/03

موقعیت و وضعیت ایستگاه های S10 تا S14 (حوالی رودخانه آجی چای و جزیره اسلامی)

نمونه های S10, S11, S12, S13, S14 جهت برداشت شورابه و نمونه D6 جهت اندازه گیری عمق با مشخصات زیر برداشت شد.

جدول 5) اطلاعات نقاط برداشت نمونه در روز چهارم بازدید 1397/09/04

شماره نمونه	نوع نمونه	X	Y	عمق آب cm	چگالی آب (gr/ml)
S10	شورابه	533161	4187136	10	1.25
S11	شورابه	530999	4192384	5	1.255
S12	شورابه	526700	4191756	13	1.235
S13	شورابه	528977	4195500	17	1.256
S14	شورابه	529050	4200220	13	1.263
D6	شورابه	528489	4192169	13	عمق سنجی



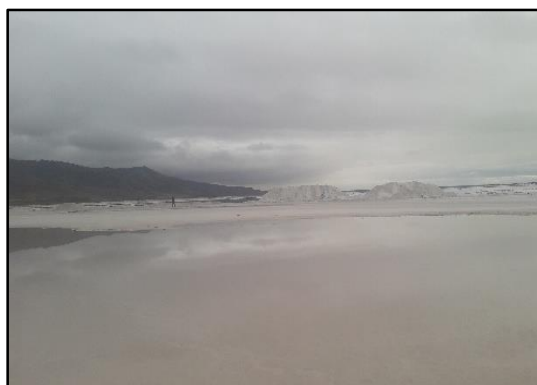
شکل 46) محل برداشت شورابه سطحی روز چهارم بازدید 1397/09/04

به دلیل بارندگی های صورت گرفته در زمان نمونه برداری، وضعیت پهنه گلی بسیار متغیر است. به طوریکه پتانسیل خطر در پهنه های گلی افزایش داشته و با ریسک بالایی توام بود. برای نمونه برداری از قسمت شرقی دریاچه و اطراف جزیره اسلامی، مشکلاتی از جمله محدوده مصب رودخانه آجی چای مسئله مهمی بود.

لذا مسیر یابی نه تنها به دانش بلکه به تجربه بالای کارشناس و تسلط به زبان بومی این منطقه بسیار وابسته است. مسیر ورودی به دریاچه برای نمونه برداری از آق گنبد انتخاب شد. در این منطقه معدن برداشت نمک دیده می شود (شکل 47 و 48). این معدن فعال است و در سال 1393 مجوز برداشت 290 هزار تن نمک صادر شده است که از این میزان 188 هزار تن از منطقه آق گنبد برداشت شده است و از استان آذربایجان شرقی خارج شده است.



شکل 48) استخراج نمک از حاشیه پیکره آبی واقع در آق گنبد



شکل 47) دپوی غیر مجاز نمک ها در ساحل بندر آق گنبد

در نقطه S10 عمق آب حدود 10 سانتی متر برآورد و چگالی نمک 1.250 قرائت شد. این چگالی بسیار بالاست و احتمال بالا بودن مقادیر عناصر را افزایش می دهد. در این قسمت تپه های نمکی دیده نمیشود که نشان میدهد این حجم از آب برای مدت طولانی دستخوش کاهش نبوده است و در نتیجه تپه های نمکی تشکیل نشده است.



شکل 50) محل نمونه برداری شورابه S10



شکل 49) محل برداشت نمونه شورابه S11

در S11 پسروری و پیشروی آب دیده میشود. پیش بینی میشود در بهار محدوده پرآب و در تابستان خشک شود. انحلال هایی در نمک ها دیده شد که به دلیل ورود آب شیرین است. در بعضی از قسمت ها خطوط تغییرات فصل قابل رویت بود به صورتی که اجساد حشرات در خطوط تیره و حاشیه دریاچه دیده میشود. این پیشروی و پسروری به صورت خطوط تراز دیده میشود. عبور از S11 به سمت S12 بسیار دشوار و مخاطره آمیز بود به طوری که باید از دهانه مصب آجی چای عبور و با توجه به افزایش حجم دبی ورودی و بارندگی های اخیر احتمال افزایش عمق پیش بینی نشده و ورود آب به

داخل آگزور خودرو بسیار زیاد بود. لذا اکیدا توصیه می گردد در پیمایش دریاچه ها به مخاطره دهانه ورودی رودخانه ها توجه شود (شکل 51).



شکل 51) مسیر حرکت خودرو جهت برداشت نمونه S12

در مکان برداشت نمونه S13 اختلاط کامل بین آب شور و شیرین دیده نشد و آب شیرین به دلیل چگالی کمتر بر روی آب شور قرار گرفته بود. این اثر تا 8 کیلومتر فاصله از دهانه ورودی آجی چای دنبال میشد که تحت تاثیر از اختلاف چگالی آب ها عنوان میشود (شکل 52).



شکل 52) انحلال آب شیرین در آب شور

هر چه از دهانه ورودی آجی چای فاصله گرفتیم عمق آب کمتر شد، تپه های نمکی به طور پراکنده دیده شد، رنگ آب به رنگ زرد متمایل و آب لمس چرب داشت. به طور کلی هر چه فاصله از منبع ورودی آب شیرین بیشتر میشود بر میزان چگالی آب افزوده میشود.

موقعیت و وضعیت ایستگاه های S15 تا S20 (اطراف پل شهید کلانتری)

نمونه برداری از اطراف پل شهید کلانتری در تاریخ پنجم آذرماه آغاز شد ویژگی کلی منطقه در جدول 7 نشان داده شده است. (شکل 53). در واقع نمونه های S15, S16, S17, S18, S19, S20 از شمال و جنوب پل کلانتری برداشت شد.

جدول 6) اطلاعات نقاط برداشت نمونه در روزپنجم بازدید 1397/09/05

شماره نمونه	نوع نمونه	X	Y	عمق cm	آب	چگالی آب (gr/ml)	مشاهدات صحرایی
S15	شورابه	533161	4187136	10		1.214	جنوب پل
S16	شورابه	530995	4192384	5		1.255	جنوب پل
S17	شورابه	526702	4191756	13		1.235	شمال پل
S18	شورابه	528977	4195500	17		1.256	شمال پل
S19	شورابه	529050	4200220	13		1.263	جنوب پل
S20	شورابه	528489	4192169	13		1.234	شمال پل



شکل 53) محل برداشت نمونه های شورابه سطحی روز پنجم بازدید 97/09/05

پیش بینی بر آن بود که امکان قایق رانی و برداشت نمونه از قسمت شمال و جنوب پل شهید کلانتری مهیا باشد. ولی متأسفانه، قایق رانی امکان نداشت.

در قسمت جنوبی پل شهید کلاتری نمونه های S15, S19, S16 گرفته شد. در این بخش مواد آلی با منشا گیاهی به صورت نوارهای تیره رنگ به وفور دیده شدند که احتمالا منشا آن از رودخانه نازلو می باشد. روانی و بالا آمدن گل به دلیل نیروی وزن مربوط به پل و سوبسیدانس منطقه پل شهید کلاتری در هر دو طرف دیده شد (شکل 54 و 55).



شکل 55) جریان گل به دلیل سوبسیدانس



شکل 54) خطوط ساحلی متشکل از مواد آلی نشأت گرفته از نازلوچای

جریان های آشفته آب شیرین سرچشمه گرفته از رودخانه نازلو، وارد شورابه دریاچه میشود و تا این موقعیت که حدود 10 کیلومتر تا دهانه ورودی رودخانه فاصله دارد اختلاط به طور کامل انجام نشده است. در سایر نقاط برداشت شده در این منطقه عمق آب بسیار کم است و به ندرت به 20 سانتی متر می رسد. انحلال پذیری مکرر و نفوذ آب شیرین باعث شده است ساختار مورفولوژی گل کلمی و خشن به وجود آید. ارتفاع تپه های نمکی تا 30 سانتی متر دیده شد که نشان میدهد عمق آب با سرعت بالایی در حال تبخیر و ترسیب رسوبات می باشد. ترتیب تغییرات چگالی از کم به زیاد به ترتیب S15, S16, S19 می باشد. عمق آب، غلظت شورابه، نزدیکی به منبع آب شیرین و فاصله از حاشیه دریاچه در میزان سرعت تبخیر و چگالی شورابه موثر است.

نمونه های S18, S17, S20 از شمال دریاچه گرفته شد. ترتیب تغییرات چگالی بدین صورت است که S18 بیشترین چگالی و S17, S20 در یک دامنه از تغییرات قرار دارند (جدول 7).

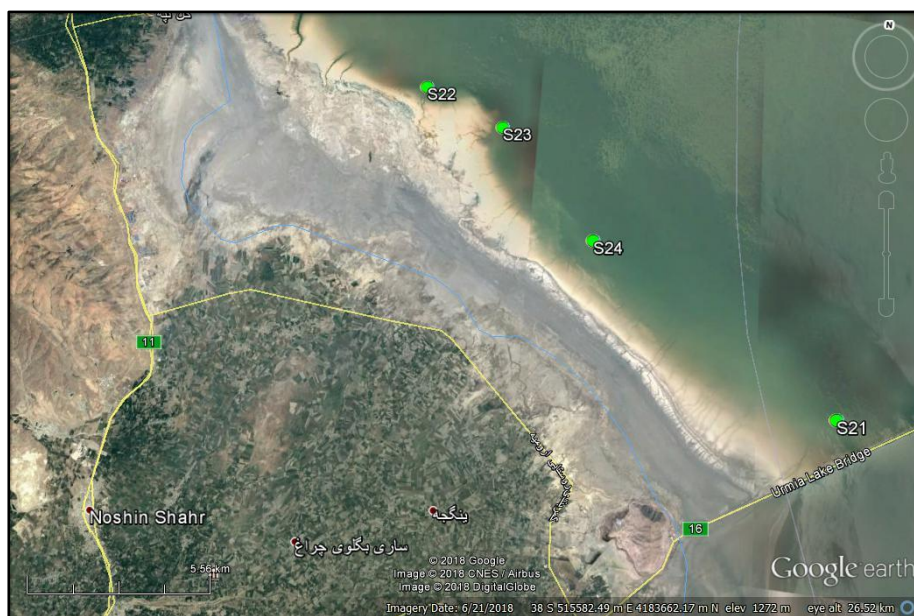
موقعیت و وضعیت ایستگاه های S21 تا S24 (ساحل غربی دریاچه و حاشیه کوه زنبیل داغی)

در این روز روند نمونه برداری از ساحل غربی دریاچه و حاشیه کوه زنبیل داغی (5 کیلومتر به سمت شرق کوه زنبیل داغی) با برداشت نمونه S21 آغاز شد و تا فاصله 17 کیلومتر به سمت شمال کوه زنبیل داغی با برداشت نمونه S22 ادامه داشت.

مشخصات کلی نمونه های برداشت شده در این منطقه در جدول 7 نشان داده شده است (شکل 56).

جدول 7) اطلاعات نمونه های شورابه سطحی برداشت شده در روز ششم بازدید 97/09/06

شماره نمونه	نوع نمونه	X	Y	عمق cm	آب	چگالی آب (gr/ml)	مشاهدات صحرایی
S21	شورابه	527555	4181339	4		1.255	چشمه های تحت فشار سازه پل کلانتری
S22	شورابه	513464	4191388	5		1.241	انحلال قارچی
S23	شورابه	516178	4190159	7		1.261	ساختار های ژئود
S24	شورابه	519497	4186475	13		1.27	شیب زیاد و آب دائمی



شکل 56) محل برداشت نمونه های شورابه روز ششم بازدید 97/09/06

روند تغییر چگالی شورابه از زیاد به کم به ترتیب در نمونه های S22, S22, S23, S24 دیده شد.

شورابه موجود در S24 در محیطی با شیب کم و عمق به نسبت بیشتر از بقیه نقاط قرار دارد. در این منطقه تپه های نمکی بالا آمدگی نداشتند. این وضعیت 2 تفسیر دارد:

1. آب به قدری فوق اشباع است که دیر تبخیر میشود و تپه های نمکی بالاآمدگی نشان نمیدهد.

2. در این منطقه شیب زیاد است و در طول سال های اخیر این منطقه چنان دستخوش پیشروی و پسروی های حاصل از نزولات جوی نشده است.

در هر دو صورت چگالی در این منطقه بالا پیش بینی میشود که با مشاهدات صحرایی تطبیق دارد.

در نقطه S23 ساختارهای تشکیل بلور نمک به صورت سیستم تبلور ژئود دیده شد. به این صورت که سطح نمک بالایی از لایه نازک و شکننده ای تشکیل شده بود و در داخل آن حد فاصل بین نمک بستر و لایه بالایی فرصت مناسبی جهت تشکیل بلورهای نمک با سرعت کم فراهم گردیده بود. توجیه چگالی پایین تر و تشکیل درشت بلورهای سیلویت و هالیت در حد فاصل نمک سطحی و نمک بستر به این صورت است که در اثر بارش نزولات جوی سطح نمک شروع به انحلال میکند. در قسمت هایی که بلور شدگی جوان هستند انحلال سریع تر آغاز میشود و به صورت دایره های متحدالمرکز سوراخ هایی با قطر متفاوت در پوسته نمکی جوان و شکننده سطح ایجاد میکند (این پوسته جوان در اثر رشد حاشیه بلورهای نمک در دوره های تبخیر بیشتر به وجود آمده است). آب باران وارد پوسته نمکی میشود و انحلال لایه های نمکی پایین دست آغاز میشود. در این میان سرعت انحلال نمک های بستر بسیار کمتر از لایه سطحی است و آب در بین دو لایه به دام می افتد. لذا با تابش نور خورشید و وزش باد این آب باید تبخیر شود. چون در بین دو لایه محبوس شده است به کندی تبخیر میشود و به دلیل فضای مناسب امکان تشکیل درشت بلورهای هالیت و سپس سیلویت مهیا میشود (شکل 57). به دلیل نفوذ نزولات جوی (آب شیرین) چگالی این قسمت از S24 کمتر است.



شکل 57) ساختارهای تشکیل بلور نمک به صورت سیستم تبلور ژئود

در محل برداشت شورابه S21 چشمه هایی که احتمالاً باقیمانده از چشمه های قبل از ساخت میانگذر است، دیده میشود (شکل 59)، شورابه این منطقه کاملاً تحت تاثیر وزن سازه شهید کلانتری بر روی لجن ها و آب باران قرار دارد. با توجه به عمق بسیار کم این منطقه، پیش بینی میشود این نقطه در فصل تابستان کاملاً از آب بیرون آید. این منطقه محل دپوی غیر مجاز نمک است که به روش استاندارد نحوه دپو نمک توجه نشده است (لک و همکاران، 1395) (شکل 73).



شکل 59) نفوذ آب شیرین از گل های بیرون زده (حاصل از فشار سازه) S21

شکل 58) محل دپوی نمک ها در حاشیه دریاچه

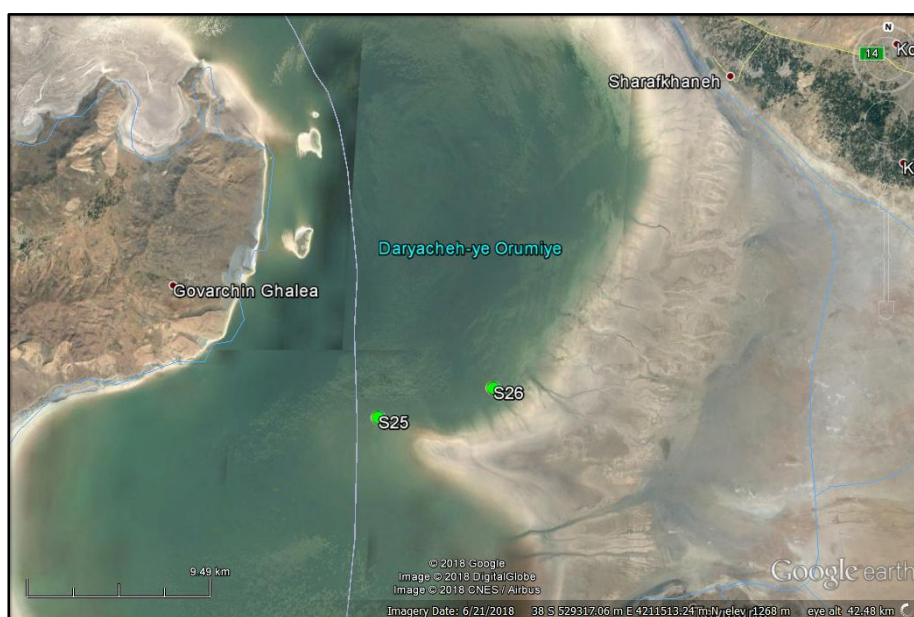
نمونه S22 به دلیل عمق کم آب متاثر از نزولات جوی است که به طور مقطعی در این فصل از سال با عمق حدود 5 سانتی متر، کمترین میزان چگالی این منطقه را به خود اختصاص داده است.

موقعیت و وضعیت ایستگاه های S25 و S26 (گورچین قلعه)

این دو محل در نزدیکی محل S14 واقع در شرق دریاچه است. به دلیل بالاآمدگی سطح آب امکان برداشت و نمونه گیری، به صورت همزمان نبود (جدول 8، شکل 60).

جدول 8) جدول اطلاعات نمونه های برداشت شده در روز هفتم بازدید 97/09/07

شماره نمونه	نوع نمونه	X	Y	عمق آب cm	چگالی آب (gr/ml)
S25	شورابه	525049	4206089	15	1.262
S26	شورابه	530909	4207996	12	1.277
D7	عمق	529399	4206778	10	
D8	عمق	534452	4213893	10	
D9	عمق	539632	4223430	0	



شکل 60) محل برداشت نمونه های روز هفتم بازدید 97/09/07

در هنگام برداشت نمونه S25 یکی از شاخه های رودخانه آجی چای که از شرق به غرب به صورت موازی به دریاچه میریزد، مشاهده شد. شوری این آب از شوری شورابه سطحی بسیار کمتر است و شروع به انحلال نمک های بستر میکند به طوریکه نمک های بستر را نرم و آبدار کرده است (شکل 61).



شکل 62) محل برداشت نمونه S25



شکل 61) یکی از شاخه های ورودی آجی چای

در نقطه S25 هنوز اختلاط آب شیرین (آجی چای) با شورابه سطحی کامل انجام نشده است. نمونه S26 در حاشیه دریاچه برداشت شد. چگالی این قسمت 0.01 از چگالی نمونه S25 بیشتر است. آب حالت روغنی دارد و رنگ آب زرد تر است. میزان انحلال در منطقه زیاد است. تپه های بزرگ و کوچک نمکی بیرون زدگی دارد، فاصله از مصب آجی چای بیشتر است، سرعت تبخیر کند بوده است که احتمالاً با غلظت شورابه رابطه مستقیم دارد. لذا بلورهای مکعبی تیپیک در بستر این منطقه دیده میشود (شکل 62).



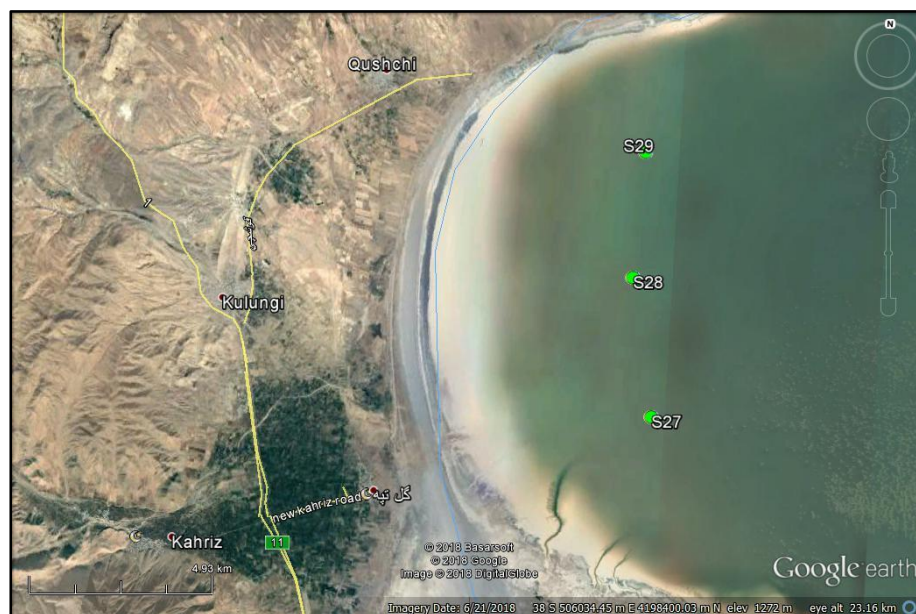
شکل 63) محل برداشت نمونه S26

موقعیت و وضعیت ایستگاه های S27 تا S29 (اطراف قوشچی قلعه)

نمونه های S27, S28, S29 واقع در غرب دریاچه با مشخصات جدول 9، برداشت شد. (شکل 64).

جدول 9) جدول اطلاعات نمونه های برداشت شده در روز هشتم بازدید 97/09/08

شماره نمونه	نوع نمونه	X	Y	عمق آب cm	چگالی آب (gr/ml)
S27	شورابه	511208	4195914	7	1.255
S28	شورابه	510483	4199698	10	1.256
S29	شورابه	510636	4203163	5	01.25



شکل 64) محل برداشت نمونه های روز هشتم 97/09/08

در این منطقه معدن برداشت نمک سطحی با تجهیزات بیل مکانیکی و لودر دیده شد. طبق گفته کارگران، ضخامت نمک حدود 1.5 متر است. چگالی شورابه زیر سطحی که در محل دپوی قبلی نمک ها جمع شده است 1.265 اندازه گیری شد. متأسفانه دپوی نمک در این منطقه به مانند منطقه آق گنبد در فضای رو باز و به روش غیر مجاز صورت می گیرد. پیشنهاد گردید از روش استاندارد برداشت و دپوی نمک تهیه شده توسط سازمان زمین شناسی در سال 1394 استفاده شود (شکل 65 و 66).



شکل 66) کامیون های حمل نمک که متعلق به شهرداری نقده بود



شکل 65) برداشت نمک و حوضچه های شورابه زیر سطحی

در محل برداشت نقطه S27 بوی بد لجن شبیه فاضلاب همراه با بار رسوبات در حد سیلت دیده میشود (شکل 67). نمک های جوان به رنگ سفید در زمینه نمک های قدیمی و تیره تر، در حال انحلال هستند. رنگ آب به رنگ زرد متمایل است و آب لمس چرب دارد. علت بوی فاضلاب در این منطقه به احتمال زیاد به ورود فاضلاب های تصفیه نشده مرتبط است. به طوریکه به طور رسمی از سوی نماینده مجلس استان آذربایجان غربی اعلام شده است که در طی سال های گذشته پساب به صورت تصفیه نشده از سالهای قبل از شاهین دژ، بوکان، مهاباد، نقده، ارومیه و سلماس شروع می شده و به همان شکل فاضلاب تصفیه نشده به دریاچه می ریخته است.



شکل 67) محل برداشت نمونه S27

در محل برداشت نمونه S28 تپه های نمکی دیده نمیشود که مانند S24 دو نظریه برای آن محتمل است:

1- آب به قدری فوق اشباع است که دیر تبخیر میشود و تپه های نمکی بالاآمدگی نشان نمیدهد.

2- در این منطقه شیب زیاد است و در طول سال های اخیر این منطقه چنان دستخوش پیشروی و پسروی های حاصل از نزولات جوی نشده است.

در هر دو صورت عمق آب و شیب زیاد، چگالی بالا، رنگ آب مایل به زرد است و آب لمس چرب دارد

نکته قابل توجه این است که بلور شدگی به صورت ساختارهای ژئود مانند در غرب بیشتر از شرق دیده شد. دلیل آن میتواند غلظت بالای شورابه، سرعت پایین تبخیر و محبوس شدن نزولات جوی در دو لایه نمک جوان در بالا و نمک قدیمی تر در بستر باشد.

در هر دو نقطه S29 , S28 پدیده قالب انحلال است. برخلاف قسمت شرقی و اطراف میانگذر ساختار پودری مشاهده نمیشود و با قدم زدن بر روی نمک ها لایه سست و شکننده بالایی که جوان هستند میشکنند و فرو رفتگی ایجاد میشود. نمونه برداری از این قسمت به دلیل دو لایه بودن نمک ها و وجود شورابه زیر سطحی بین آن ها سخت تر از بقیه نقاط بود و برای برداشت این نقاط پیمایش در آب یا فواصل 5 کیلومتر صورت گرفت.

موقعیت و وضعیت ایستگاه های S30 تا S33 (شمال غرب دریاچه، قالچای)

نمونه های S30, S31, S32, S33 از قسمت شمال غرب برداشت شد (جدول 10، شکل 68).

جدول 10) اطلاعات نقاط برداشت نمونه در روز نهم بازدید 1397/09/09

شماره نمونه	نوع نمونه	X	Y	عمق آب cm	چگالی آب (gr/ml)
S30	شورابه	514168	4207060	10	1.276
S31	شورابه	518063	4202582	13	1.279
S32	شورابه	517576	4224606	13	1.192
S33	شورابه	520790	4219244	13	1.256



شکل 68) محل برداشت نمونه ها در روز نهم 97/09/09

در این ایستگاه محدوده معدنی برداشت نمک مشاهده شد. کیسه های 400 کیلوگرمی برداشت نمک مربوط به پتروشیمی غدیر بسته بندی و حمل می شد (شکل 69 و 70).



شکل 70) حوضچه های شورابه زیر سطحی در محل برداشت نمک



شکل 69) کیسه های 400 کیلوگرمی حمل نمک پتروشیمی غدیر

در نقطه S30 شیب به سمت ساحل افزایش داشته است. شورابه به دام افتاده است، ورودی آب شیرین دیده نشد و لذا پدیده انحلال به طور غالب، دیده نمیشود. عمق آب حدود 10 سانت برآورد شده است.

برای رسیدن به این ایستگاه و برداشت نمونه از روستای قال قاچی، وارد شدیم. در نقطه S31 غلظت آب زیاد، رنگ آب زرد رنگ و لمس آب چرب است. چگالی 1.279 است. این نقطه مانند نقطه S31 از ساحل تا پیکره آبی شیب زیادی

دارد و ورودی آب شیرین به این محدوده دیده نمیشود. لذا با گذشت زمان و افزایش شدت تبخیر چگالی شورابه بیشتر میشود.

برای نقطه S32 از گورچین قلعه وارد شدیم. از لحاظ زمین شناسی از سازند گابرو -گرانیت به سن پرکامبرین عبور کردیم. معدن استحصال املاح به روش حوضچه تبخیر در این نقطه دیده شد و احتمال برداشت نمک به وسیله بیل مکانیکی در این محل منتفی است. احتمالاً در گذشته پیکره آبی به این حوضچه ها نزدیک تر بوده است. ولی در حاضر کفه نمکی در بستر استخر های تبخیر تشکیل شده است.



شکل 71) محل احداث حوضچه های تبخیر غیر فعال در روستای گورچین قلعه

عمق آب در این محل 10 تا 15 سانتی متر است و چگالی آن 1.192 قرائت شد. بر اساس اظهارات بومیان منطقه سد سلماس در پی بازدید ریاست جمهور از منطقه باز شده است و ورود آب سد، به این ناحیه باعث کاهش چگالی شده است. در این منطقه رنگ آب به سبز مایل است. شیب کم شده است و پدیده غالب انحلال از کف بستر است.



شکل 73) محل برداشت نمونه شورابه S32



شکل 72) محل برداشت نمونه شورابه S32

در محل برداشت نمونه S33 دمای آب افزایش داشته است. احتمالاً دمای آب به دلیل کاهش تاثیر آب شیرین وارد شده از زولا چای (سد سلماس) است. دامنه تاثیر این آب شیرین در محدوده S32 مانده است. احتمالاً به دلیل انحلال تپه های نمکی در مسیر این رودخانه، هنوز این آب شیرین با شورابه S33 اختلاط پیدا نکرده است و فقط در حوالی S32 کاهش چگالی دیده میشود (شکل 73).

موقعیت و وضعیت ایستگاه های S34 تا S35 (شمال غرب دریاچه و متاثر از آجی چای)

نقاط S34, S35 برداشت و اندازه گیری عمق در ایستگاههای D10, D11, صورت گرفت (جدول 11, شکل 74). همان طور که در نقشه مشخص است محدوده نمونه برداری شمال غرب دریاچه و در محدوده تحت تاثیر رودخانه زولاچای است. با توجه به بارندگی های اخیر و باز کردن سد سلماس در چند روز گذشته، غلظت شورابه کاهش داشته است و آب شیرین است. در کف دریاچه بار رسوبی و ذرات معلق در شورابه بسیار زیاد است به حدی که در کف دریاچه لایینه های گلی مشاهده شد. منشا این بار رسوبات و ذرات معلق رودخانه های فصلی است که از شمال دریاچه وارد میشوند.

جدول 11) اطلاعات نقاط برداشت نمونه در روز دهم بازدید 1397/09/10

شماره نمونه	نوع نمونه	X	Y	عمق آب cm	چگالی آب (gr/ml)
S34	شورابه	525049	4206089	13	1.0624
S35	شورابه	530909	4207996	17	1.164
D10	عمق	529399	4206778	7	-
D11	عمق	534452	4213893	0	-



شکل 74) محل برداشت نمونه ها در روز دهم 97/09/10

در محل برداشت نمونه S34، لامینه های گلی در محل برداشت نمونه دیده شد (شکل 79 و 80). با توجه به اینکه سد سلماس بر روی رودخانه زولا احداث شده است و آبی که از سد وارد میشود حداقل بار معلق دارد، لذا امکان حمل بار معلق از رودخانه زولا بسیار کم است. لذا پیش بینی میشود این حجم از بار معلق از طریق رودخانه های فصلی از کوه های میشو نشات گرفته باشد (شکل 75 و 76).



شکل 76) حجم گل و بار معلق در شورابه S34



شکل 75) محل برداشت نمونه S34

کانال انتقال آب شیرین به دریاچه مشخص است. این آب به دلیل رهاسازی سد سلماس وارد دریاچه شده است. البته باز شدن سدها مقطعی است و طبق گفته مردم محلی به دلیل بازدید ریاست جمهور وقت، آب پشت سد سلماس رها سازی شده است. در محل برداشت نقطه D10، ورودی آب شیرین به داخل آب شور مشخص است و این منطقه تحت تاثیر

اختلاط آب شور و شیرین است. در این محل رودخانه های فصلی از کوه های میشو عبور میکنند و آب تازه به همراه گل زیاد حاصل از فرسایش سازند قرمز بالایی (کوه میشو) وارد رودخانه های فصلی میشوند و پهنه های نمکی را به تدریج و بر اساس قابلیت انحلال پذیری نمک ها حل میکنند (شکل 77 و 78).



شکل 78) کفه نمکی در حال انحلال توسط رودخانه فصلی



شکل 77) کانال انتقال آب رودخانه های فصلی

در محل برداشت نمونه S35، چگالی آب بسیار کم بود و در محدوده آب شیرین قرار داشت. به دلیل باران و جریان رودخانه های فصلی تپه های نمکی را دیدیم که دچار انحلال بخشی شده بود و اطراف تپه های نمکی رسوبات گلی و تیره دیده میشود. ریبیل مارک ها در کف دریاچه جهت جریان را نشان میدهند (شکل 79).



شکل 80) انحلال بخشی نمک های بستر



شکل 79) لامینه های گلی در محل برداشت نمونه S35

علاوه بر نمونه برداری از شورابه، عملیات میدانی دیگری از جمله تعیین عمق ایستگاههای مختلف و همچنین مغزه گیری از نمک در حد امکان انجام شد که بخشی از آن پیشتر اشاره شد.

موقعیت و وضعیت ایستگاه D13 (مناطق رشکان و گلخانه)

از مناطق رشکان و گلخانه صورت گرفت عمق نقطه D13 برداشت گردید (شکل 104).



شکل 81 محل برداشت عمق در نقطه D13

از ویژگی های مورفولوژی این منطقه پهنه گلی، لجنی و باتلاقی مشاهده شد. امکان عبور خودرو از این محل نمی باشد و از روی چوب های باریکی که از طرف سازمان محیط زیست برای دسترسی به جزایر و تغذیه جانوران تعبیه شده است، عبور و مرور انجام شد. در رشکان چشمه آب شیرین دیده شد که به دریاچه میریزد و باتلاق درست شده است. عمق آب 5 میلی متر ثبت شده است (شکل 82 و 83).



شکل 83) عمق بسیار کم شورابه در حد میلی متر



شکل 82) عبور و مرور از روی تکه های چوبیپ

شرایط حفاری نمک در حاشیه پل شهید کلانتری

علی رغم تلاش فراوان کارشناسان خبره و با تجربه، امکان حفاری با تجهیزات دستی در بستر نمکی منطقه به دلیل سختی بالای نمک مقدور نبود (شکل 84 و 85).



شکل 85) حفاری با اوگر دستی در بستر دریاچه ارومیه



شکل 84) قطعات دستگاه حفاری (اوگر دستی)

و از سوی دیگر برنامه عمق سنجی در حاشیه پل شهید کلانتری با ثبت 17 نقطه با موفقیت به اتمام رسید که نتایج آن به شرح ذیل می باشد (جدول 12، شکل 86)



شکل 86) محل سنجش عمق در حاشیه دریاچه ارومیه

جدول 12) نتایج سنجش عمق بر حسب سانتی متر در حاشیه پل شهید کلاتری

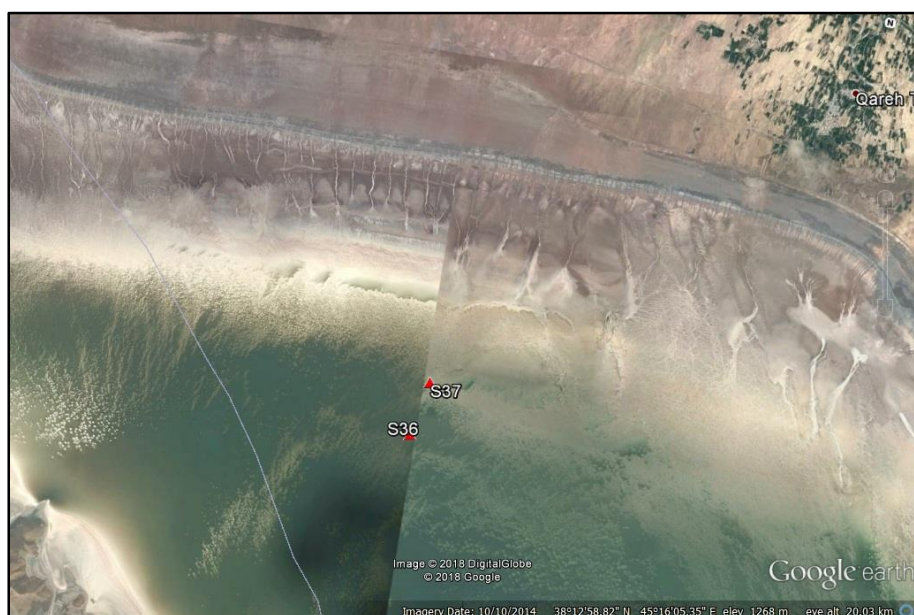
F.No	x	y	Depths (cm)
D14	533472	4183195	150
D15	533419	4183166	191
D16	533357	4183126	202
D17	533299	4183080	189
D18	533244	4183058	215
D19	533186	4183017	197
D20	533128	4182990	194
D21	532987	4182908	205
D22	532916	4182869	210
D23	532849	4182838	204
D24	532794	4182814	201
D25	532732	4182776	206
D26	532682	4182754	212
D27	532599	4182714	218
D28	532540	4182696	230
D29	532491	4182666	97
D30	532459	4182642	30

موقعیت و وضعیت ایستگاه های S36 و S37 (منطقه شمال غربی)

در این روز از شدت بارندگی ها کاسته شده بود و امکان نفوذ به دریاچه از قسمت شمال بیشتر از روز دهم مورخ 97/09/10 مقدور بود و نمونه های شورابه S36, S37 از این نقاط برداشت شد (جدول 13، شکل 87).

جدول 13) اطلاعات نقاط برداشت نمونه در روز چهاردهم بازدید 1397/09/14

شماره نمونه	نوع نمونه	X	Y	عمق آب cm	چگالی آب (gr/ml)
S36	شورابه	522718	4226925	7	1.1496
S37	شورابه	522984	4228193	17	1.1492



شکل 87) محل برداشت نمونه های روز چهاردهم 97/09/14

در نهایت برداشت نمونه به دلایل عدم دسترسی به مرکز دریاچه، عمق متغیر آب، بالا آمدگی پشته های نمکی به صورت پراکنده (لکه ای) و عدم امکان قایق رانی انجام نشد و تا جایی که امکان نفوذ به پیکره آبی با خودرو میسر بود، نمونه برداری انجام شد و جهت حفظ فواصل 5 کیلومتر بین ایستگاه های نمونه برداری بعضی از ایستگاه ها به روش پیمایش پیاده برداشت شده است.

به طور کلی علیرغم مشکلات عدیده در برداشت های میدانی شورابه و عمق دریاچه ارومیه در اواخر پاییز سال 97، به دلیل شرایط نامناسب بارش ها، تعداد 38 نمونه شورابه و 26 ایستگاه اندازه گیری عمق آب، امکانپذیر شد که خلاصه وضعیت آن در جدول 14 نشان داده شده است:

جدول 14) موقعیتکلیه نقاط برداشت نمونه شورابه

شماره نمونه	نوع نمونه	X (UTM)	Y (UTM)	عمق آب (cm)	چگالی آب (gr/ml)
S1	شورابه	537132	4220493	7	1.264
S2	شورابه	535918	4219954	35	1.271
S3	شورابه	534992	4220879	50	1.269
S4	شورابه	530041	4222875	20	1.265
S5	شورابه	531381	4228701	5	1.228
S6	شورابه	534725	4224902	15	1.260
D1	شورابه	536190	4219500	20	تخمین عمق
D2	شورابه	536000	4219697	28	تخمین عمق
S2	شورابه	535918	4219954	35	1.271
S3	شورابه	534992	4220879	50	1.269
S7	شورابه	536360	4217207	13	1.272
S8	شورابه	535636	4217072	20	1.275
S9	شورابه	533965	4213553	15	1.275
S10	شورابه	533161	4187136	10	1.25
S11	شورابه	530999	4192384	5	1.255
S12	شورابه	526700	4191756	13	1.235
S13	شورابه	528977	4195500	17	1.256
S14	شورابه	529050	4200220	13	1.263
D6	شورابه	528489	4192169	13	تخمین عمق
S15	شورابه	533161	4187136	10	1.214
S16	شورابه	530995	4192384	5	1.255
S17	شورابه	526702	4191756	13	1.235
S18	شورابه	528977	4195500	17	1.256
S19	شورابه	529050	4200220	13	1.263
S20	شورابه	528489	4192169	13	1.234

1.255	4	4181339	527555	شورابه	S21
1.241	5	4191388	513464	شورابه	S22
1.261	7	4190159	516178	شورابه	S23
1.27	13	4186475	519497	شورابه	S24
1.262	15	4206089	525049	شورابه	S25
1.277	12	4207996	530909	شورابه	S26
تخمین عمق	10	4206778	529399	شورابه	D7
تخمین عمق	10	4213893	534452	شورابه	D8
تخمین عمق	0	4223430	539632	شورابه	D9
1.255	7	4195914	511208	شورابه	S27
1.256	10	4199698	510483	شورابه	S28
01.25	5	4203163	510636	شورابه	S29
1.276	10	4207060	514168	شورابه	S30
1.279	13	4202582	518063	شورابه	S31
1.192	13	4224606	517576	شورابه	S32
1.256	13	4219244	520790	شورابه	S33
1.0624	13	4206089	525049	شورابه	S34
1.164	17	4207996	530909	شورابه	S35
تخمین عمق	7	4206778	529399	شورابه	D10
تخمین عمق	0	4213893	534452	شورابه	D11
تخمین عمق	150	4183195	533472	شورابه	D14
تخمین عمق	191	4183166	533419	شورابه	D15
تخمین عمق	202	4183126	533357	شورابه	D16
تخمین عمق	189	4183080	533299	شورابه	D17
تخمین عمق	215	4183058	533244	شورابه	D18
تخمین عمق	197	4183017	533186	شورابه	D19
تخمین عمق	194	4182990	533128	شورابه	D20
تخمین عمق	205	4182908	532987	شورابه	D21
تخمین عمق	210	4182869	532916	شورابه	D22
تخمین عمق	206	4182776	532732	شورابه	D23
تخمین عمق	212	4182754	532682	شورابه	D24
تخمین عمق	218	4182714	532599	شورابه	D25

تخمین عمق	230	4182696	532540	شورابه	D26
تخمین عمق	97	4182666	532491	شورابه	D27
تخمین عمق	30	4182642	532459	شورابه	D28
تخمین عمق	206	4182776	532732	شورابه	D29
تخمین عمق	212	4182754	532682	شورابه	D30
1.1496	7	4226925	522718	شورابه	S36
1.1492	17	4228193	522984	شورابه	S37

21.3 پردازش داده ها

نتایج به دست آمده از آزمایشگاه مجتمع پتاس خور در 4 نرم افزار مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

21.3.1 Arc Map 10.4

21.3.2 IBM SPSS Statistics 21

21.3.3 Rock Works 16

21.3.4 AQUA

21.3.5 AQUACHEM

Arc Map 10.4

برای مطالعات تصاویر ماهواره ای از نرم افزار Arc Map 10.4 استفاده شد. با استفاده از این نرم افزار نقاط پیش بینی شده جهت برداشت نمونه، تخمین عمق و پراکندگی عیار منیزیم، پتاسیم و سدیم در شورابه سطحی بر روی تصاویر ماهواره ای نمایش داده شد.

IBM SPSS Statistics 21

جهت تجزیه و تحلیل داده ها و انجام مطالعات آماری، نمودار کردن داده ها، نمایش نحوه توزیع مقادیر متغیرها، رسم نمودار پراکنش، تخمین ضریب همبستگی و ترسیم روابط بین کاتیون ها و آنیون های شورابه و نمک در هر سه بخش اصلی پروژه از قابلیت های این نرم افزار استفاده شده است.

ROCKWORK

از این نرم افزار جهت تعیین میزان دقت آنالیز ها استفاده شد و ستون Ion Balance یکی از خروجی های این نرم افزار است.

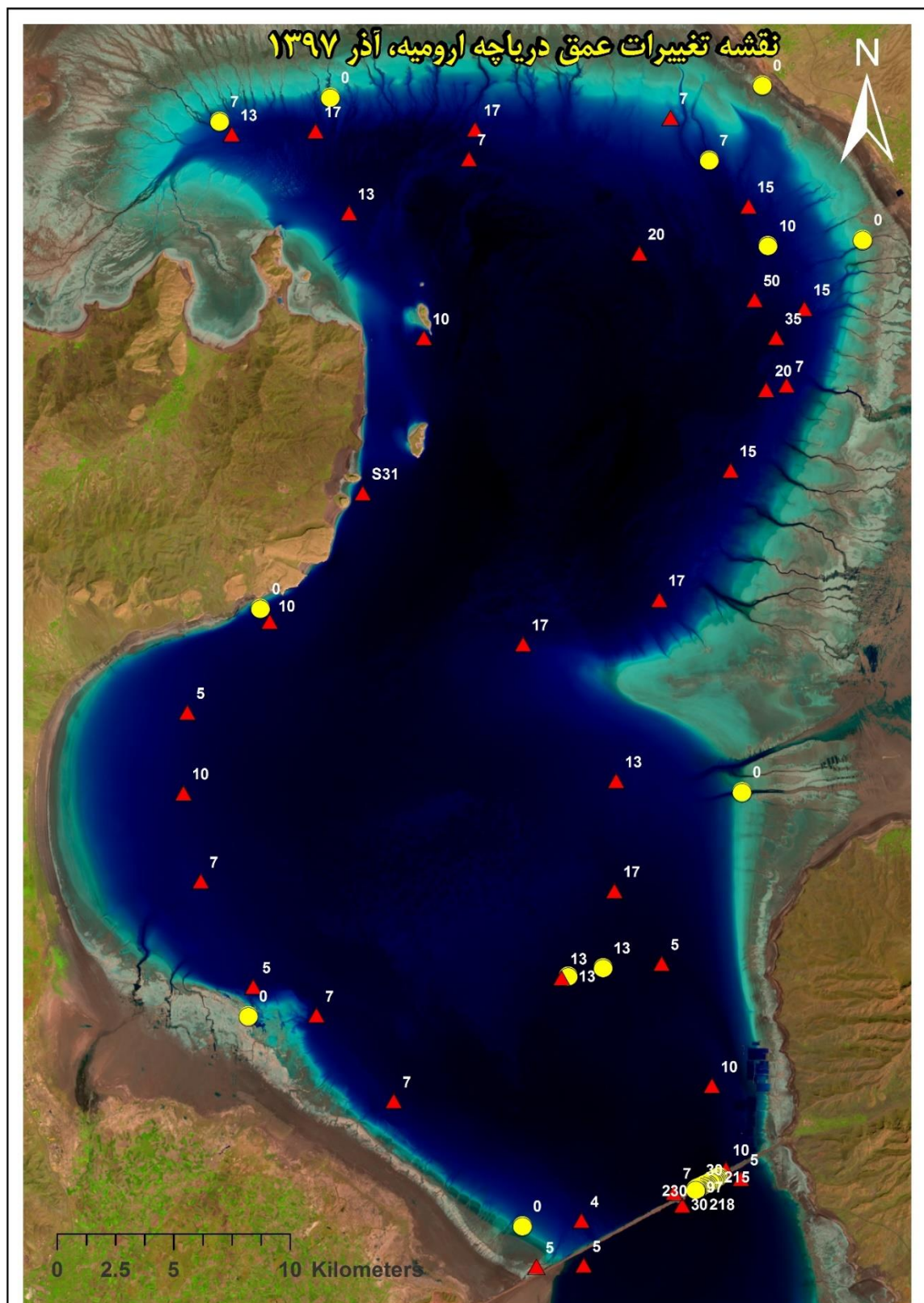
AQUA

کلید اطلاعات حاصل از نتایج بدست آمده از آزمایشگاه ها در این نرم افزار وارد شده است و در نهایت مطالعات هیدروژئوشیمیایی با رسم نمودار های پایپر، استیف، شولر و دوو ترکیب شورابه زیر سطحی و روند تغییرات تیپ شورابه در حوضچه تبخیر مورد بررسی قرار گرفته است.

AQUACHEM

از این نرم افزار جهت تعیین تیپ شورابه در هر نقطه استفاده شد.

از آنجائیکه در محیط های پلایایی و یا دریاچه های فوق اشباع، بسته به واکنش های انحلال و رسوبگذاری نمک که ناشی از فصول تر و خشک سال می باشد، وضعیت بستر و عمق آب در حال تغییر است، لذا برای این دوره برداشت نقشه عمق آب به صورت زیر می باشد. به دلیل نقص اطلاعات از مرکز دریاچه، که خود ناشی از عدم امکان دسترسی به دریاچه بوده است، کنتورهای عمق رسم نشده است (شکل 88).



شکل 88) نقشه تغییرات عمق دریاچه ارومیه، آذر 1397

21.4 عملیات آزمایشگاهی

هدف اصلی این بازدید برداشت نمونه از مناطق پیش بینی شده در شبکه نمونه برداری (شکل 33) بوده است. در جلسات توجیهی پیش از بازدید مقرر شده بود از هر نقطه برداشت شورابه سطحی، شورابه زیر سطحی در صورت امکان حفاری به روش اوگر دستی برداشت گردد. متأسفانه امکان پیمایش و حفاری طبق نقشه مذکور حاصل نگردید ولی اطلاعاتی از قبیل چگالی شورابه، عمق شورابه و وضعیت شاخص رسوب گذاری در اطراف محل برداشت نمونه ها ثبت شده است.

جهت برداشت اطلاعات چگالی در محل، استوانه مدرج با حجم 1 لیتر از شورابه پر شده و با توجه به محدوده چگالی شورابه با استفاده از دانسیتومتر که غالباً در این ماموریت از رنج 1300 تا 1400 و 1200 تا 1300 استفاده شد، میزان دقیق چگالی در محل به دست آمد. غالب چگالی های این دوره از پایش در محدوده 1300 kg/lit تا 1400 kg/lit قرار دارد و برای اندازه گیری چگالی های نقاط S36, S37 از پیکنومتر با حجم 50ml استفاده شده است.

پس از انتقال نمونه ها به محل استقرار کارشناسان در محل سازمان زمین شناسی تبریز، تمامی نمونه ها 4 برابر رقیق شد به این معنا که 200 لیتر شورابه با 600 لیتر آب مقطر به حجم 800 لیتر رسیده است. علت این کار کاهش غلظت شورابه و جلوگیری از ته نشینی کانی های نمک هر چند در سائز ماکرو می باشد.

در نهایت نمونه شاهد، نمونه بایگانی و نمونه جهت ارسال به آزمایشگاه در بطری های 1 لیتری بسته بندی شده اند و تعداد 37 نمونه جهت آنالیز 4 کاتیون اصلی از قبیل Na, K, Mg, Ca و 4 آنیون های اصلی از قبیل Cl, SO₄, CO₃, HCO₃ به آزمایشگاه مجتمع پتاس خور واقع در استان اصفهان ارسال گردید. علت انتخاب این آزمایشگاه، تایید نتایج آن توسط شرکت نووپرو کانادا بوده است که مرتب نتایج آزمایشگاههای خور با نتایج آزمایشگاههای معتبر جهانی کنترل می گردد.

21.4.1 دستورالعمل اندازه گیری سدیم و پتاسیم (Na⁺, K⁺)

جهت سنجش میزان کاتیون و Na⁺, K⁺ در نمونه های مورد آزمایش، روش نشر شعله و دستگاه Flame photometer بکار گرفته می شود. بدین منظور ابتدا 1CC از نمونه مجهول در بالن ژوژه 50CC رقیق سازی می گردد. با توجه به غلظت املاح نمونه مجهول، در صورت نیاز مجدداً رقیق سازی شده و جهت اندازه گیری سدیم و پتاسیم به دستگاه داده می شود. لازم است، قبلاً از Stock سدیم و پتاسیم یک محلول استاندارد 100ppm تهیه شده و جهت

کالیبره کردن دستگاه Flame photometer عدد گالوانومتر خوانده شود. سپس نمونه مجهول به دستگاه داده شده و پس از محاسبه عدد خوانده شده توسط دستگاه، میزان کاتیون Na^+ , K^+ اندازه گیری می گردد.

21.4.2 دستورالعمل اندازه گیری یونهای منیزیم و کلسیم (Mg^{2+} , Ca^{2+})

جهت اندازه گیری یونهای کلسیم و منیزیم در نمونه های مورد آزمایش، روش تیتراسیون با اتیلن دی آمین تترا استیک اسید (EDTA) بکار گرفته می شود. بدین منظور ابتدا 1cc از نمونه مجهول در بالن ژوژه 50cc رقیق سازی شده و سپس با توجه به غلظت املاح نمونه مورد آزمایش، حجم مشخصی از نمونه در یک ارلن ریخته شده و با حدود 50 cc آب مقطر رقیق می شود. به منظور سنجش یون منیزیم، با استفاده از بافر PH محیط محلول را به 10 رسانده و پس از اضافه کردن شناساگر Eriochrome BlackT تیتراسیون منیزیم انجام می شود. پس از واکنش یونهای منیزیم با EDTA و محاسبه حجم مصرفی آن، میزان کاتیون Mg^{2+} اندازه گیری می گردد. به منظور سنجش یون کلسیم، با استفاده از معرف NaOH یک موالر، محیط محلول قلیایی شده و پس از اضافه کردن شناساگر Moroxide تیتراسیون کلسیم انجام می گیرد. پس از واکنش یونهای کلسیم با EDTA و محاسبه حجم مصرفی آن، میزان کاتیون Ca^{2+} اندازه گیری می شود.

21.4.3 دستورالعمل اندازه گیری یون کلر (Cl^-)

جهت اندازه گیری میزان آنیون کلر، روش مور که از روش های تیتراسیون رسوبی است بکار گرفته می شود. بدین منظور ابتدا 1cc از نمونه مجهول در بالن ژوژه 50cc رقیق سازی شده و سپس با توجه به غلظت املاح نمونه مورد آزمایش، حجم مشخصی از نمونه در یک ارلن ریخته شده و با حدود 50 cc آب مقطر رقیق می شود. به منظور سنجش یون کلر، از معرف AgNO_3 استفاده و پس از اضافه کردن شناساگر پتاسیم دی کرومات، تیتراسیون کلر انجام می شود. نقطه پایان واکنش با ظهور رسوب قرمز آجری رنگ کرومات نقره Ag_2CrO_4 مشخص می شود. پس از محاسبه حجم مصرفی AgNO_3 و نرمالیه محلول، میزان آنیون Cl^- اندازه گیری می شود.

21.4.4 دستورالعمل اندازه گیری یون سولفات (SO_4^{2-})

به منظور تعیین غلظت آنیون سولفات ابتدا حجم مشخصی از نمونه مورد آزمایش را در یک بشر با حجم 250 cc ریخته شده و با اضافه کردن 150 cc آب مقطر رقیق سازی می گردد. پس از بررسی PH محلول، در صورت اسیدی نبودن به آن چند قطره HCL اضافه شده و طی هم زدن با دستگاه stirrer به آن گرما داده می شود. طی این فرآیند، ماده واکنشگر کلرید باریم با استفاده از بورت اتوماتیک به این محلول اسیدی اضافه می شود تا زمانی که یون های سولفات با کلرید باریم واکنش داده و سولفات باریم سفید رنگ ترسیب شود. پس از 48 h محلول حاصل، با کاغذ صافی Ashless صاف شده و با آب مقطر شستشو داده می شود تا جایی که تنها رسوب سولفات باریم روی کاغذ صافی باقی بماند. پس از آن کاغذ صافی در یک بوته چینی قرار داده شده و در کوره الکتریکی با دما 800°C به مدت 3h سوزانده می شود تا نهایتاً کاغذ صافی کاملاً از بین رفته و تنها سولفات باریم بر جای بماند. سپس توزین و محاسبات مربوطه انجام گرفته و غلظت آنیون SO_4^{2-} اندازه گیری می شود.

21.4.5 اندازه گیری یونهای کربنات و بی کربنات (HCO_3^- , CO_3^{2-})

به منظور سنجش غلظت آنیونهای کربنات و بی کربنات از نمونه های محلول، 1 cc از نمونه مجهول در بالن ژوژه 50 cc رقیق سازی شده و سپس با توجه به غلظت املاح نمونه مورد آزمایش، حجم مشخصی از نمونه در یک ارلن ریخته شده و به آن فل فتالئین اضافه می گردد. تغییر رنگ محلول به ارغوانی معرف این نکته است که نمونه مورد آزمایش قلیائیت دارد. در این مرحله با استفاده از بورت اتوماتیک به آن قطره قطره اسید سولفوریک 0.02 نرمال اضافه می شود تا محلول کاملاً بیرنگ گردد (میزان حجم مصرفی اسید ثبت می گردد). در ادامه باید به نمونه معرف متیل اورانژ اضافه شود؛ اگر نمونه زرد رنگ شد مجدداً قطره قطره به آن اسید اضافه می شود تا رنگ محلول به صورتی کم رنگ تبدیل گردد. پس از محاسبه حجم کل اسید مصرفی، میزان قلیائیت اندازه گیری می شود.

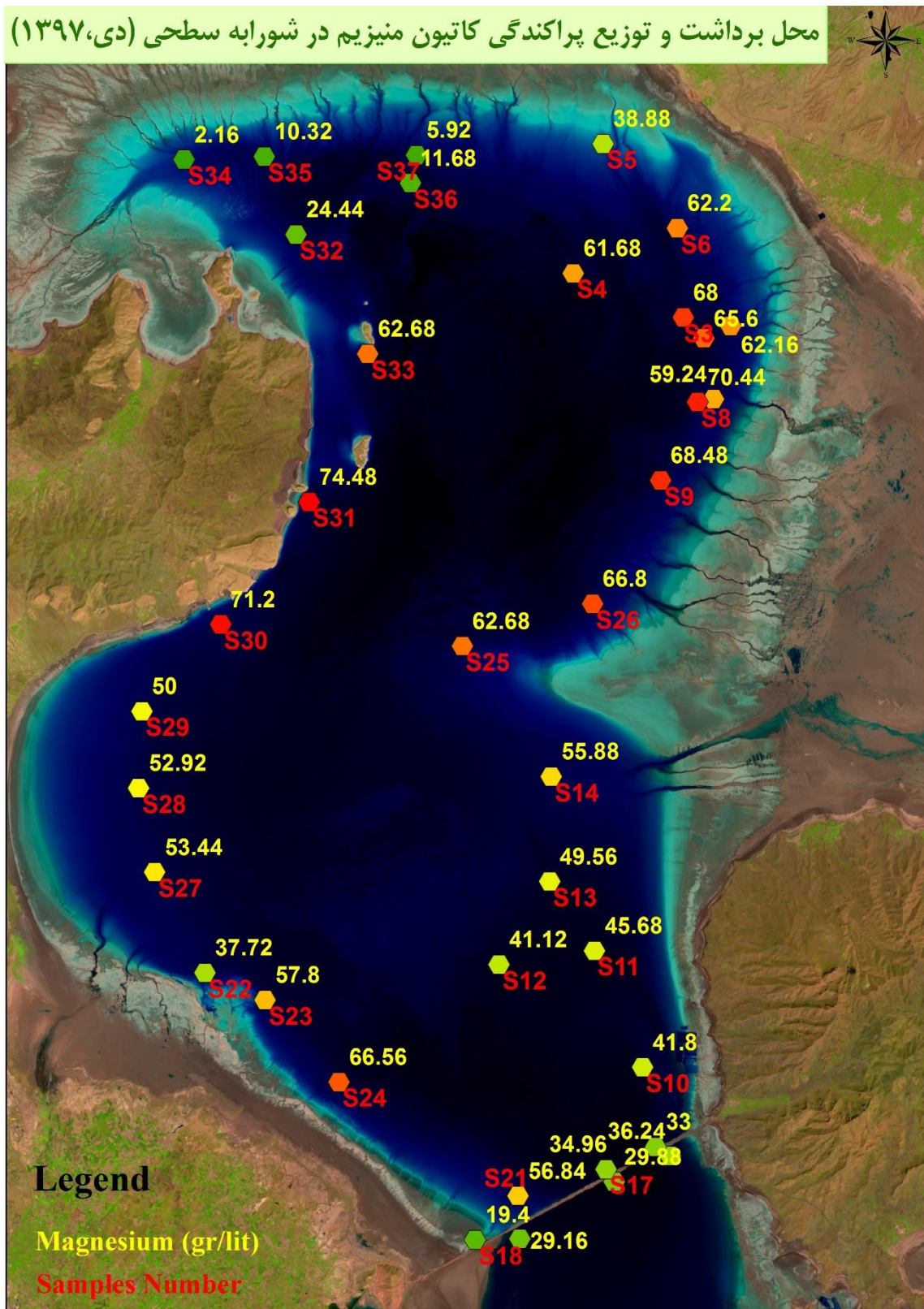
21.5 نتایج، پردازش، تجزیه و تحلیل داده ها

در این پروژه تعداد 37 نمونه شورابه سطحی جهت آنالیز شورابه سطحی مورد بررسی قرار گرفته اند که نتایج آن به شرح زیر می باشد (جدول 15):

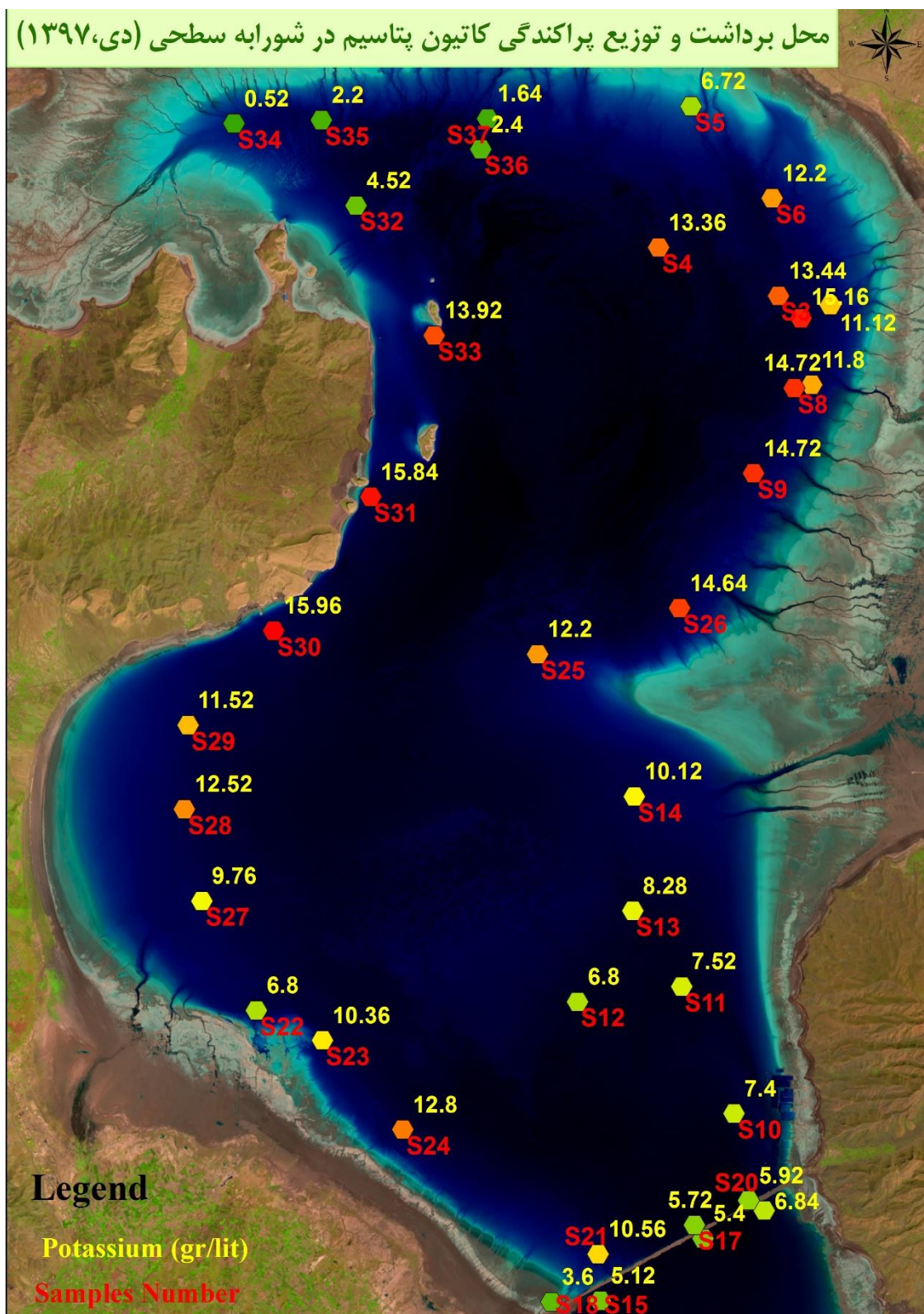
Number	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9
Lat	537132	535918	534992	530041	531381	534725	536360	535636	533965
Lon	4220493	4219954	4220879	4222875	4228701	4224902	4217207	4217072	4213553
Density	1.271	1.274	1.269	1.26	1.228	1.265	1.272	1.275	1.275
Depth (cm)	7	35	50	20	15	5	13	20	15
Na+ (g/l)	36.32	36.68	31.68	36.68	72	37.52	39.16	33.32	30
K+ (gr/l)	11.12	15.16	13.44	13.36	6.72	12.2	11.8	14.72	14.72
Mg++ (g/l)	62.16	65.6	68	61.68	38.88	62.2	59.24	70.44	68.48
Ca++ (g/l)	0.12	0.04	0.12	0.12	0.04	0.04	0.12	0.12	0.12
Cl- (g/l)	206.08	225.2	224.96	211.76	211.96	213.28	200.8	226.88	221.2
SO ₄ ⁻ (g/l)	52.44	54.24	50.72	49.84	22.8	48.64	52	52.8	50.28
CO ₃ ⁻ (g/l)	2.08	3.04	2.12	2.24	1.38	2.56	2.56	2.62	2.72
HCO ₃ ⁻ (g/l)	0	0	0	0	0	0	0	0.28	0
T (C)	19	19	19	19	19	19	19	19	19

S10	S11	S12	S13	S14	S15	S16	S17	S18	S19	S20
533161	530999	526700	528977	529050	527648	531882	531525	525632	534408	533760
4187136	4192384	4191756	4195500	4200220	4179419	4181991	4182545	4179371	4183141	4183554
1.25	1.255	1.235	1.256	1.263	1.214	1.215	1.235	1.226	1.244	1.234
10	5	13	17	13	10	5	13	17	13	13
63.32	61	52.36	58.32	33.32	70	60	70	101	73.32	68.32
7.4	7.52	6.8	8.28	10.12	5.12	5.4	5.72	3.6	6.84	5.92
41.8	45.68	41.12	49.56	55.88	29.16	29.88	34.96	19.4	36.24	33
0.04	0.04	0.04	0.08	0.04	0.04	0.04	0.12	0.04	0.12	0.08
189.04	191.76	161.8	193.68	184.8	172.04	153.16	179.68	198.52	189.28	173.92
53.2	58.52	57.4	64.24	50.16	34.8	37.24	45.36	22.8	41.72	42.16
1.44	1.60	1.25	1.44	1.66	1.04	1.12	1.28	0.86	1.44	1.18
0.16	0	0.11	0	0	0	0	0	0.33	0	0
19	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20

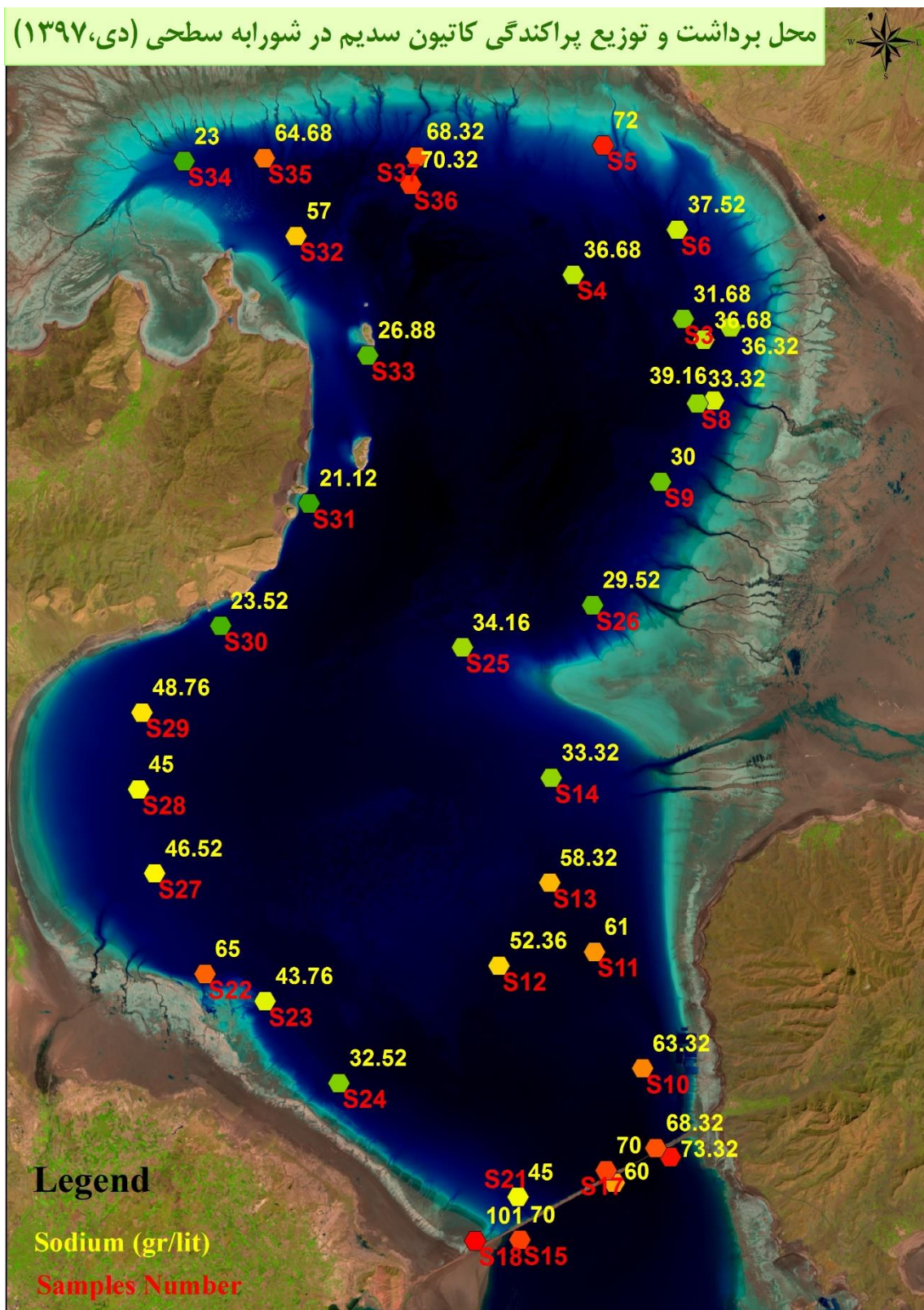
S32	S33	S34	S35	S36	S37
517576	520790	512537	516143	522718	522984
4224606	4219244	4227987	4228128	4226925	4228193
1.192	1.256	1.0624	1.164	1.15	1.149
13	13	13	17	7	17
57	26.88	23	64.68	70.32	68.32
4.52	13.92	0.52	2.2	2.4	1.64
24.44	62.68	2.16	10.32	11.68	5.92
2.56	0.12	0.12	0.16	0.16	0.16
144.48	203.96	38.12	122.68	135.4	117.92
27.52	45	4.52	14.56	11.32	7.64
0.64	2.40	0.00	0.16	0.38	0.08
0	0	0.18	0.32	0.17	0.16
22	22	22	22	22	22



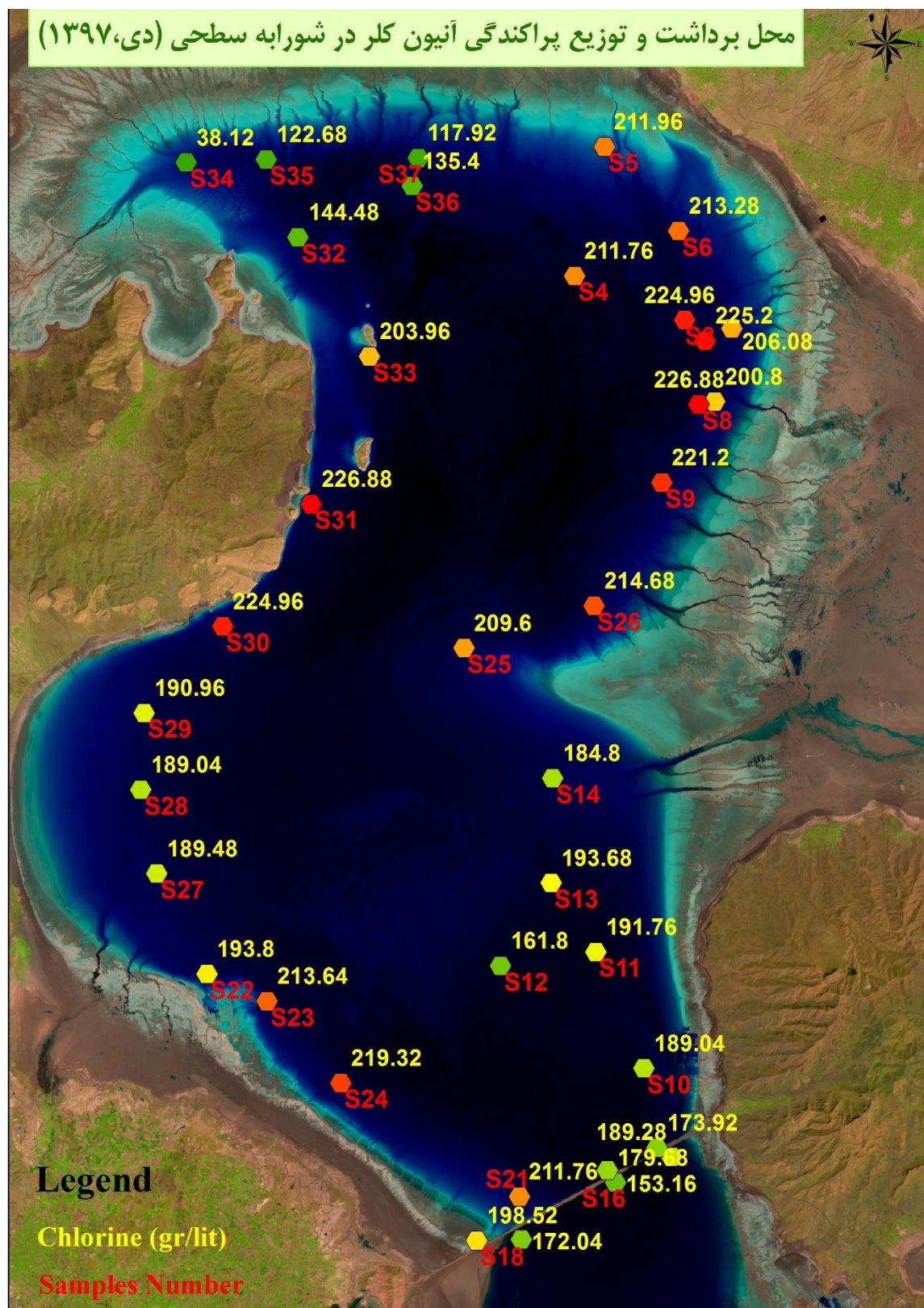
شکل ۸۹) نقشه توزیع کاتیون منیزیم در شورابه سطحی دریاچه ارومیه



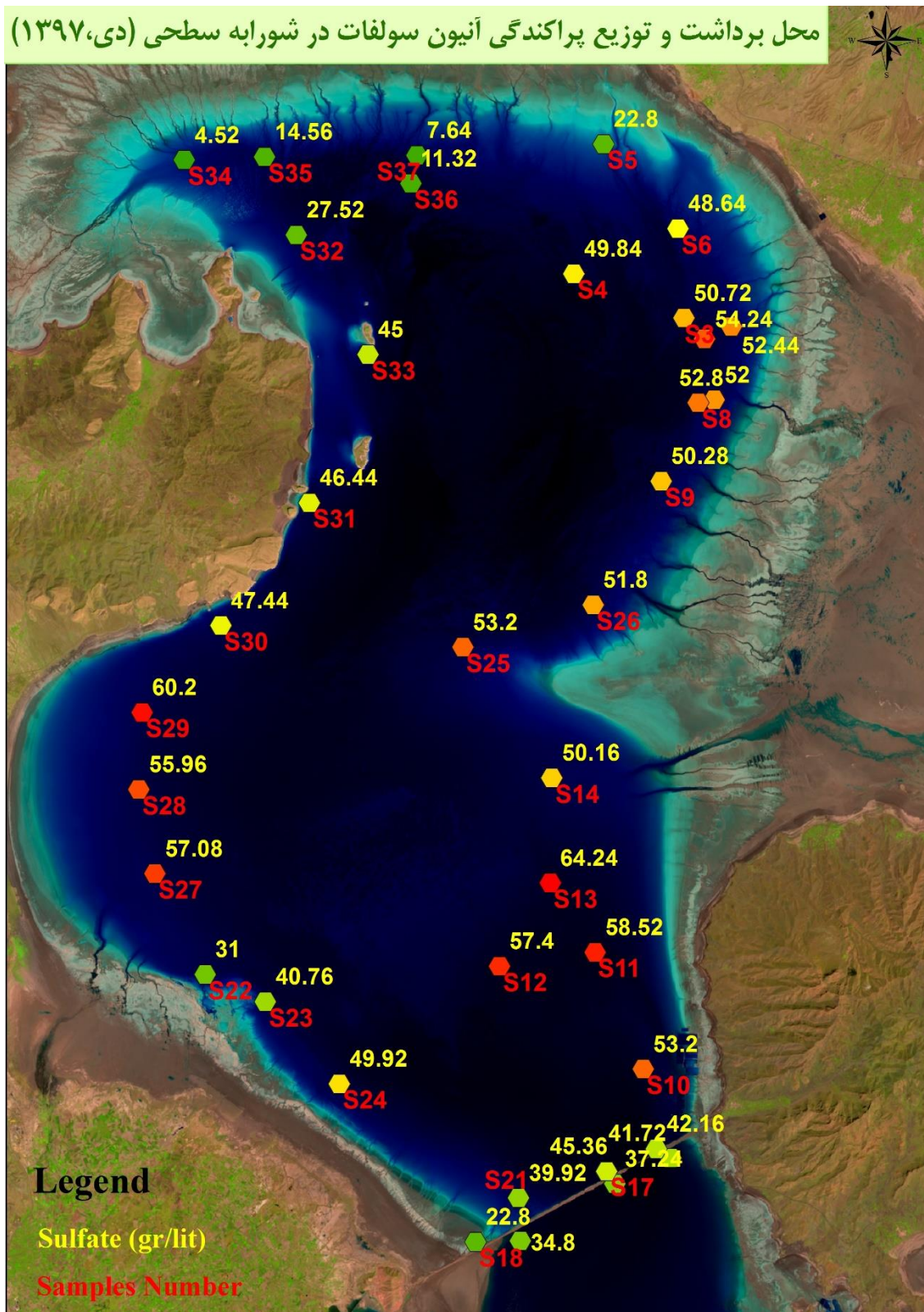
شکل 90) نقشه توزیع کاتیون پتاسیم در شورابه سطحی دریاچه ارومیه



شکل 91 نقشه توزیع کاتیون سدیم در شورابه سطحی دریاچه ارومیه

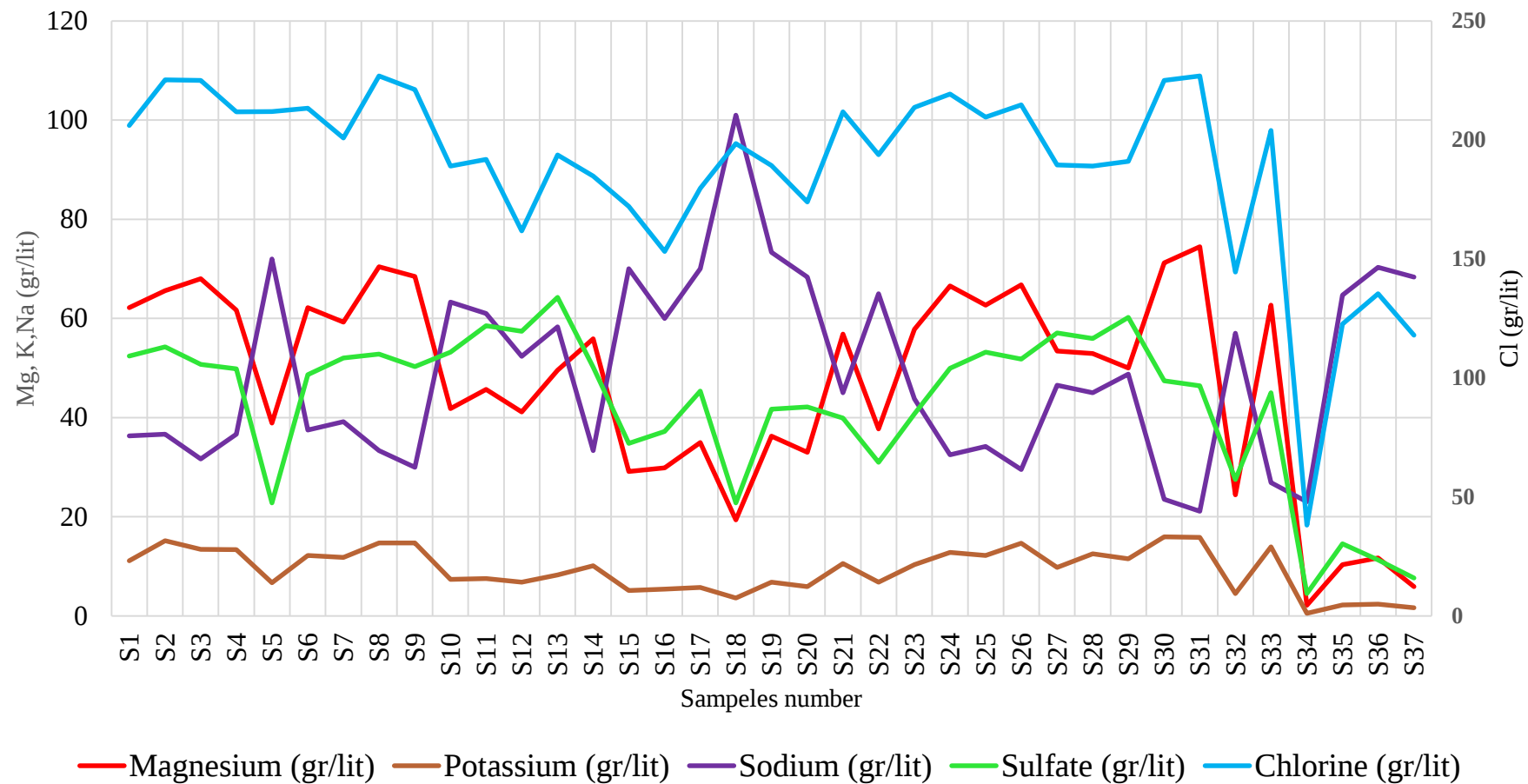


شکل 92) نقشه توزیع آنیون کلر در شورابه سطحی دریاچه ارومیه



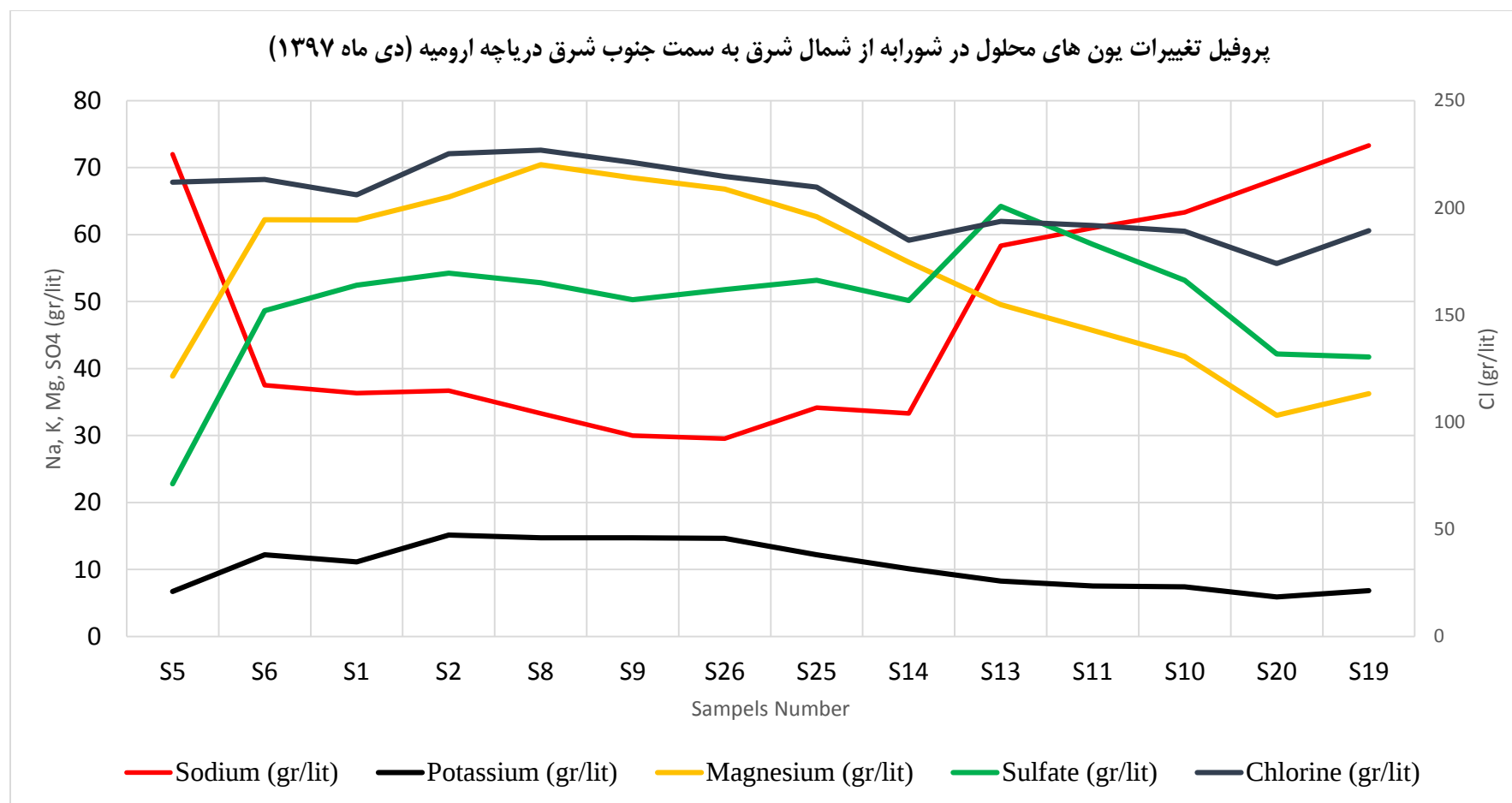
شکل 93 نقشه توزیع آنیون سولفات در شورابه سطحی دریاچه ارومیه

میزان یون های محلول در شورابه سطحی دریاچه ارومیه (دی ماه ۱۳۹۷)



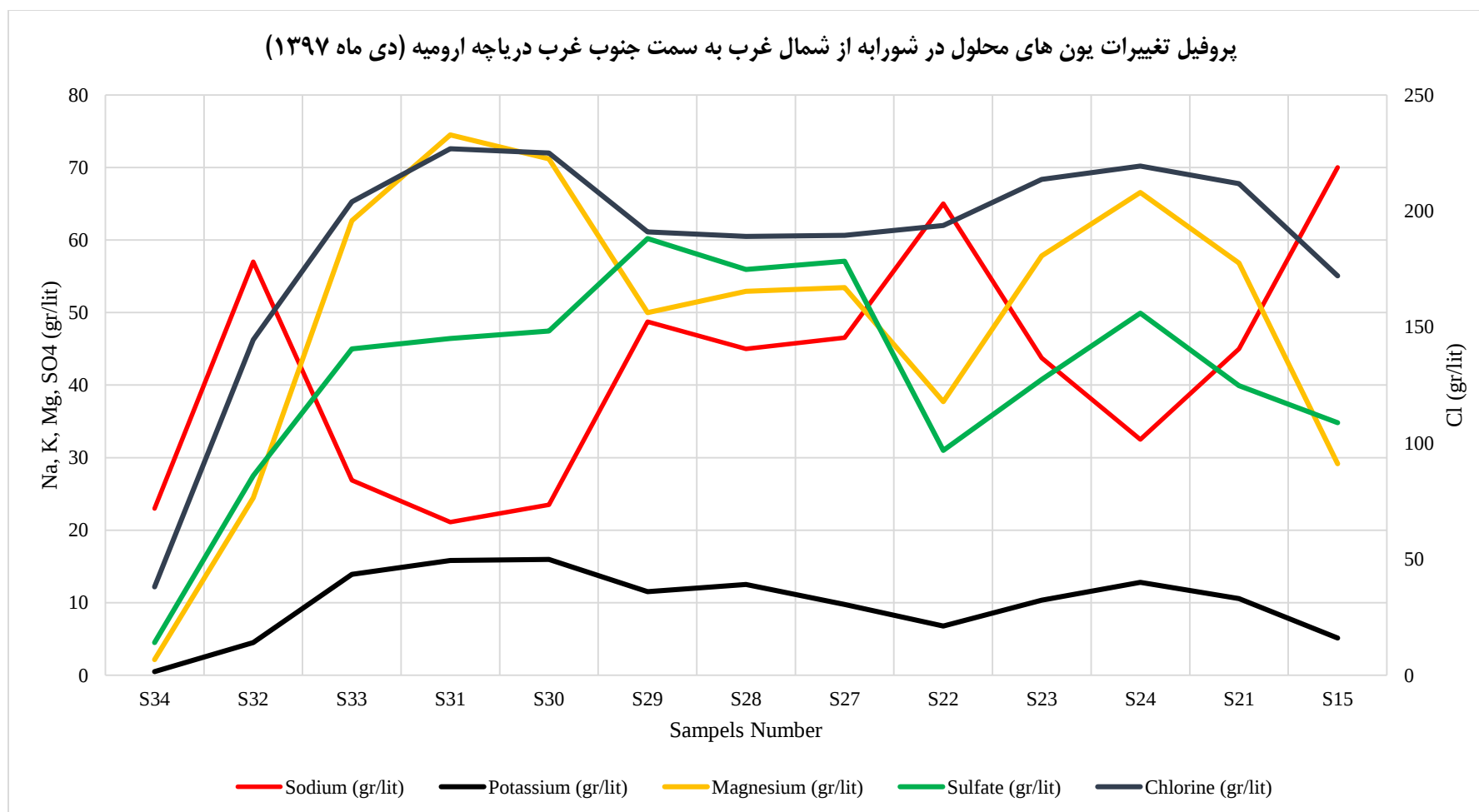
شکل 94 نمودار تغییرات میزان املاح موجود در شورابه سطحی دریاچه ارومیه (دی ماه 1397)

نمودار تغییرات میزان املاح موجود در شورابه سطحی دریاچه ارومیه از شمال شرق به جنوب شرق دریاچه ارومیه به صورت زیر می باشد (شکل 95):



شکل 95) نمودار تغییرات میزان املاح موجود در شورابه سطحی دریاچه ارومیه از شمال شرق به جنوب شرق

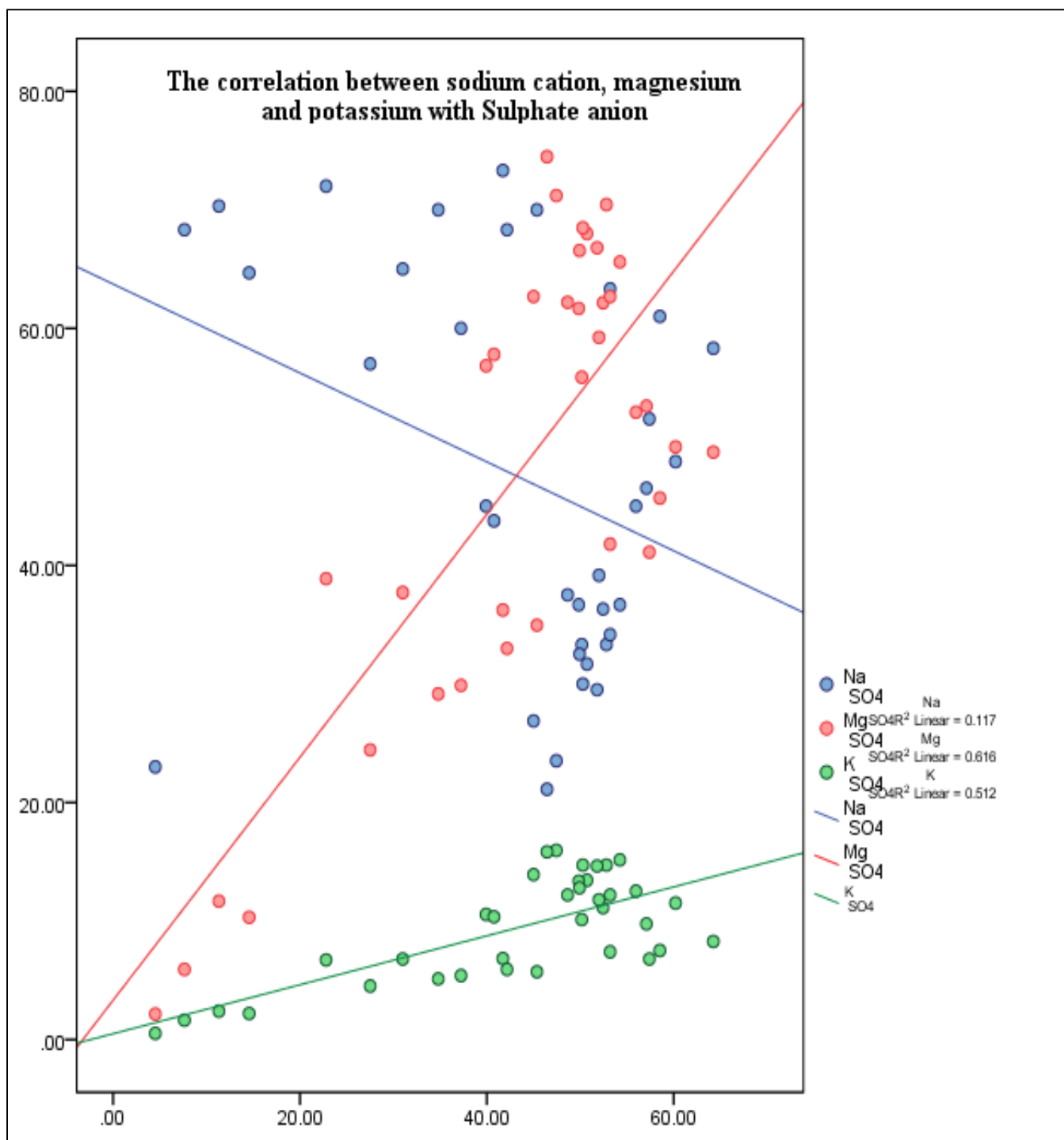
نمودار تغییرات میزان املاح موجود در شورابه سطحی دریاچه ارومیه از شمال غرب به جنوب غرب دریاچه ارومیه به صورت زیر می باشد (شکل 96):



شکل 96) نمودار تغییرات میزان املاح موجود در شورابه سطحی دریاچه ارومیه از شمال غرب به جنوب غرب

جدول 16/ ضریب همبستگی کاتیون و آنیون های شورابه نمونه های سطحی دریاچه ارومیه

		Correlations							
		Na	K	Mg	Ca	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃
Na ⁺	Pearson Correlation	1							
K ⁺	Pearson Correlation	-.736**	1						
Mg ²⁺	Pearson Correlation	-.696**	.974**	1					
Ca ²⁺	Pearson Correlation	-.072	.029	-.036	1				
Cl ⁻	Pearson Correlation	-.275	.825**	.869**	-.072	1			
SO ₄ ²⁻	Pearson Correlation	-.399*	.729**	.796**	-.041	.693**	1		
CO ₃	Pearson Correlation	-.634**	.951**	.960**	-.057	.865**	.742**	1	
HCO ₃	Pearson Correlation	.347*	-.453**	-.518**	-.149	-.430**	-.499**	-.503**	1
**. Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).									



شکل 98) روند کلی و همبستگی کاتیون سدیم، منیزیم و پتاسیم با آنیون سولفات

یکی از روش های رایج جهت سنجش صحت نتایج آنالیز بالانس کاتیون و آنیون میباشد (دستورالعمل روش های کنترل کیفیت آزمون های شیمی آب، 1394).

در این روش مجموع کاتیون و آنیون برحسب میلی اکیوالان در لیتر باید باهم مساوی باشد بعلاوه اینکه تمام آبهای آشامیدنی از نظر الکتریکی خنثی هستند . آزمایش براساس درصد اختلاف برطبق فرمول زیر می باشد.

$$X = \frac{\sigma \text{ Cation} - \sigma \text{ anion}}{\sigma \text{ Cation} + \sigma \text{ anion}} \times 100$$

درصد خطای قابل قبول	مجموع آنیون ها بر حسب meq/lit
$\pm 0.2 \text{ meq/lit}$	0-3
$\pm 2\%$	3-10
5%	10-800

میزان یون های قرائت شده در جدول نتایج آنالیز بر حسب gr/lit است که الزما همه به meq/lit تبدیل میشود و طبق فرمول بالا میزان اختلاف کاتیون و آنیون ها در هر نمونه به شرح ذیل می باشد. نتایج یون بالانس صحت فرایند آنالیز را تایید میکند(جدول 16).

جدول 17 نتایج محاسبه تعادل یونی در شورابه سطحی

Station ID	Ions Balance	Station ID	Ions Balance
S1	0.079	S20	0.166
S2	-1.334	S21	0.203
S3	-1.000	S22	-0.341
S4	-0.482	S23	-0.139

S5	0.040	S24	-0.635
S6	-0.355	S25	-0.883
S7	0.390	S26	-0.336
S8	0.240	S27	0.524
S9	-0.368	S28	0.575
S10	-0.818	S29	-0.662
S11	-0.557	S30	-0.446
S12	0.304	S31	0.218
S13	-0.126	S32	0.681
S14	-0.036	S33	-0.601
S15	-0.305	S34	1.053
S16	0.739	S35	-0.630
S17	0.159	S36	0.237
S18	-0.211	S37	0.266
S19	0.764		

جهت تحلیل تیپ شورابه از دو روش استفاده شده است.

1. ترکیب شیمیایی شورابه به صورت نقطه ای پردازش شده است
2. برآیند کلی تیپ شورابه ها توسط نرم افزار های رایج پردازش شده است.

جهت پردازش در حالت اول از نرم افزار Schlumberger AquaChem 2014.2 استفاده شده است (جدول 16).

جهت پردازش در حالت دوم از نرم افزار Rockware Aq.QA و ایجاد نمودار های scholler , pipper , durov استفاده شده است که هر کدام با توجه به کاربرد نمودار ترکیب شیمیایی کلی شورابه را به نمایش میگذارد.

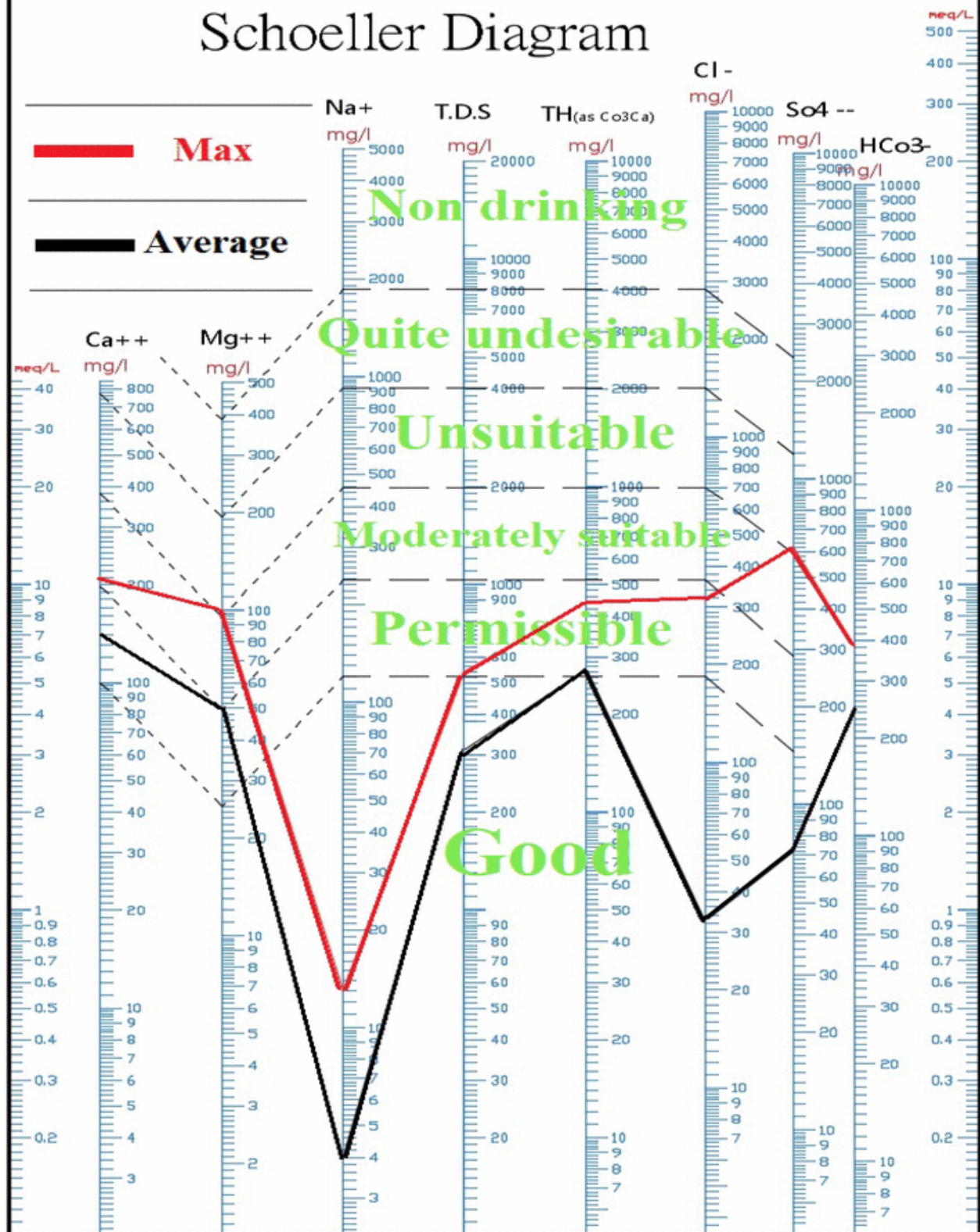
جدول 18) ترکیب شیمیایی شورابه دریاچه ارومیه بر اساس نقاط برداشت نمونه - زمستان 97

Station ID	Brine Type	Station ID	Brine Type
S1	Mg-Na-Cl	S20	Na-Mg-Cl
S2	Mg-Na-Cl	S21	Mg-Na-Cl
S3	Mg-Cl	S22	Mg-Na-Cl
S4	Mg-Na-Cl	S23	Mg-Na-Cl
S5	Mg-Na-Cl	S24	Mg-Cl
S6	Mg-Na-Cl	S25	Mg-Na-Cl
S7	Mg-Na-Cl	S26	Mg-Cl
S8	Mg-Cl	S27	Mg-Na-Cl
S9	Mg-Cl	S28	Mg-Na-Cl
S10	Mg-Na-Cl	S29	Mg-Na-Cl
S11	Mg-Na-Cl	S30	Mg-Cl
S12	Mg-Na-Cl-SO4	S31	Mg-Cl
S13	Mg-Na-Cl	S32	Na-Mg-Cl
S14	Mg-Na-Cl	S33	Mg-Cl

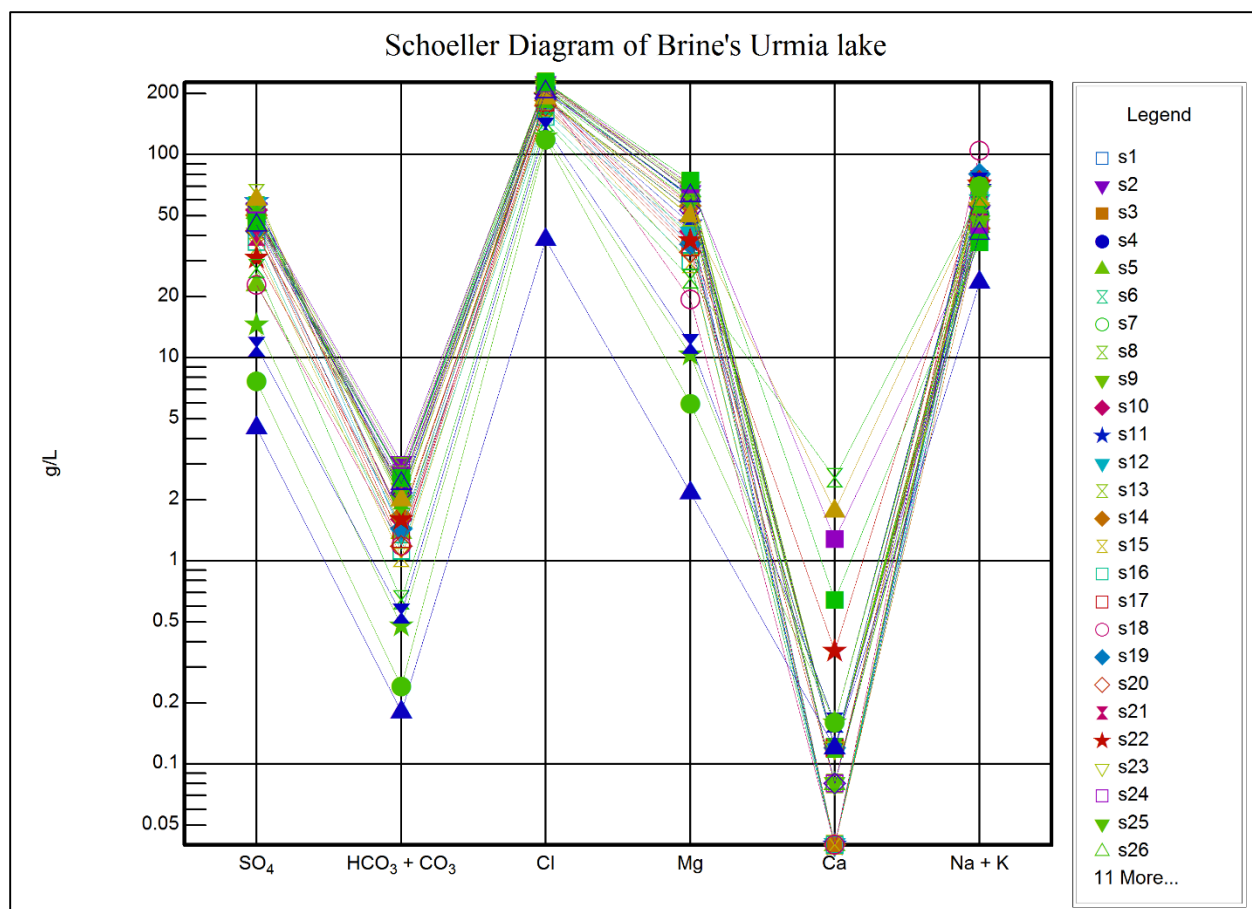
S15	Na-Mg-Cl	S34	Na-Cl
S16	Na-Mg-Cl	S35	Na-Mg-Cl
S17	Na-Mg-Cl	S36	Na-Mg-Cl
S18	Na-Mg-Cl	S37	Na-Cl
S19	Na-Mg-Cl		

به منظور بررسی قابلیت شرب آب از نمودار نیمه لگاریتمی شولر استفاده گردید (ولی و همکاران، 1392) (شکل 99). با توجه به منحنی استاندارد شولر که کیفیت آب ها را بر اساس ترکیبات موجود در آن به 5 گروه طبقه بندی کرده است. محدوده کیفیت شورابه دریاچه ارومیه در گروه غیر قابل آشامیدن (Non drinking) قرار میگیرد به عنوان مثال حداکثر میزان مجاز آنیون کلر در آب قابل شرب 300ppm میباشد که این میزان در دریاچه ارومیه به طور میانگین 200 gr/lit است (شکل 100).

Schoeller Diagram



شکل 99) نمودار کیفیت آب شرب بر اساس تقسیم بندی شولر



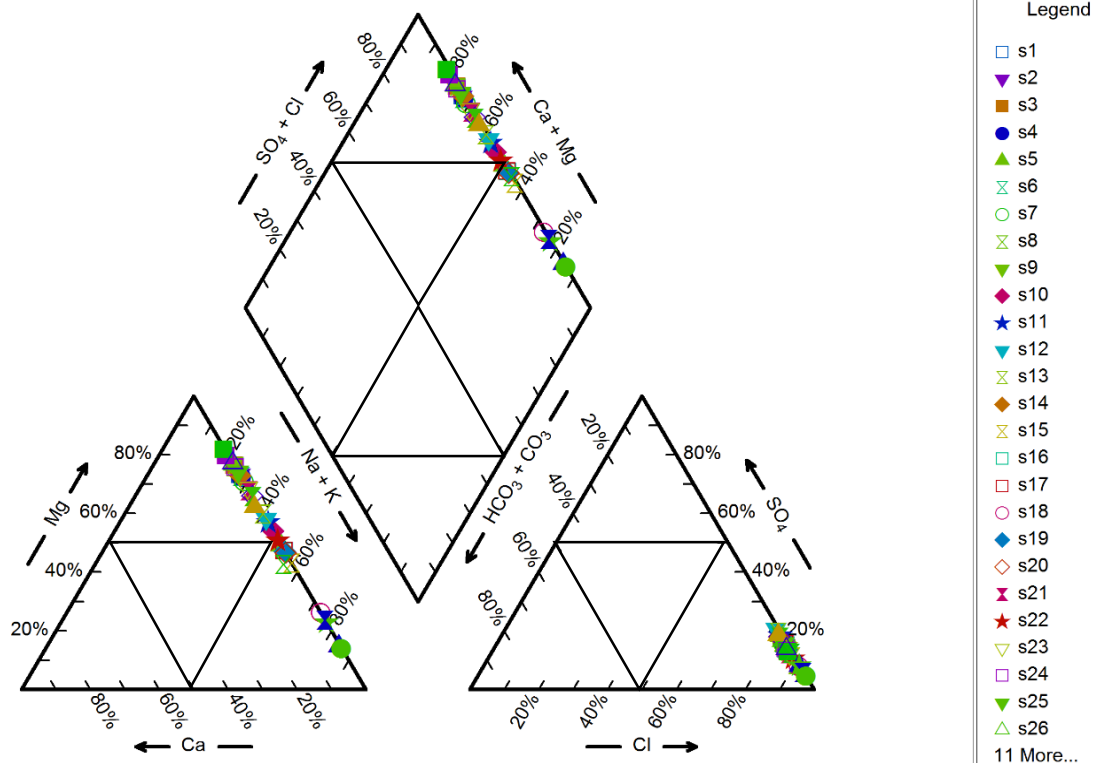
شکل 100) دیاگرام شولر شورابه سطحی دریاچه ارومیه زمستان 97

یکی از روش های متداول در تعیین تیپ (رخساره هیدروشیمی) آب، استفاده از نمودار پایپر می باشد (شیری و همکاران، 1396) در این نمودار بر اساس موقعیت مکانی آنیون ها و کاتیون های اصلی نظیر- Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , SO_4 , Cl - CO_3 , HCO_3 , تیپ شورابه مشخص میشود(شکل 101).

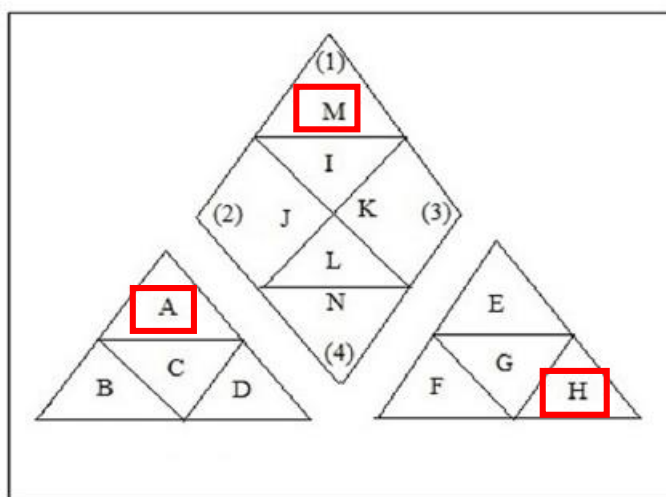
موقعیت مکانی تیپ شورابه های سطحی دریاچه ارومیه به شکل زیر تشکیل شده است. طبق نمودار استاندارد پایپر، کاتیون غالب در محدوده A یعنی زون غنی از منیزیم قرار دارد و آنیون غالب در محدوده H یعنی زون غنی از کلر قرار دارد.

و به طور کلی تیپ غالب شورابه کلرید منیزیم برآورد میشود(شکل 102).

Piper Diagram of Brine's Urmia lake 2018



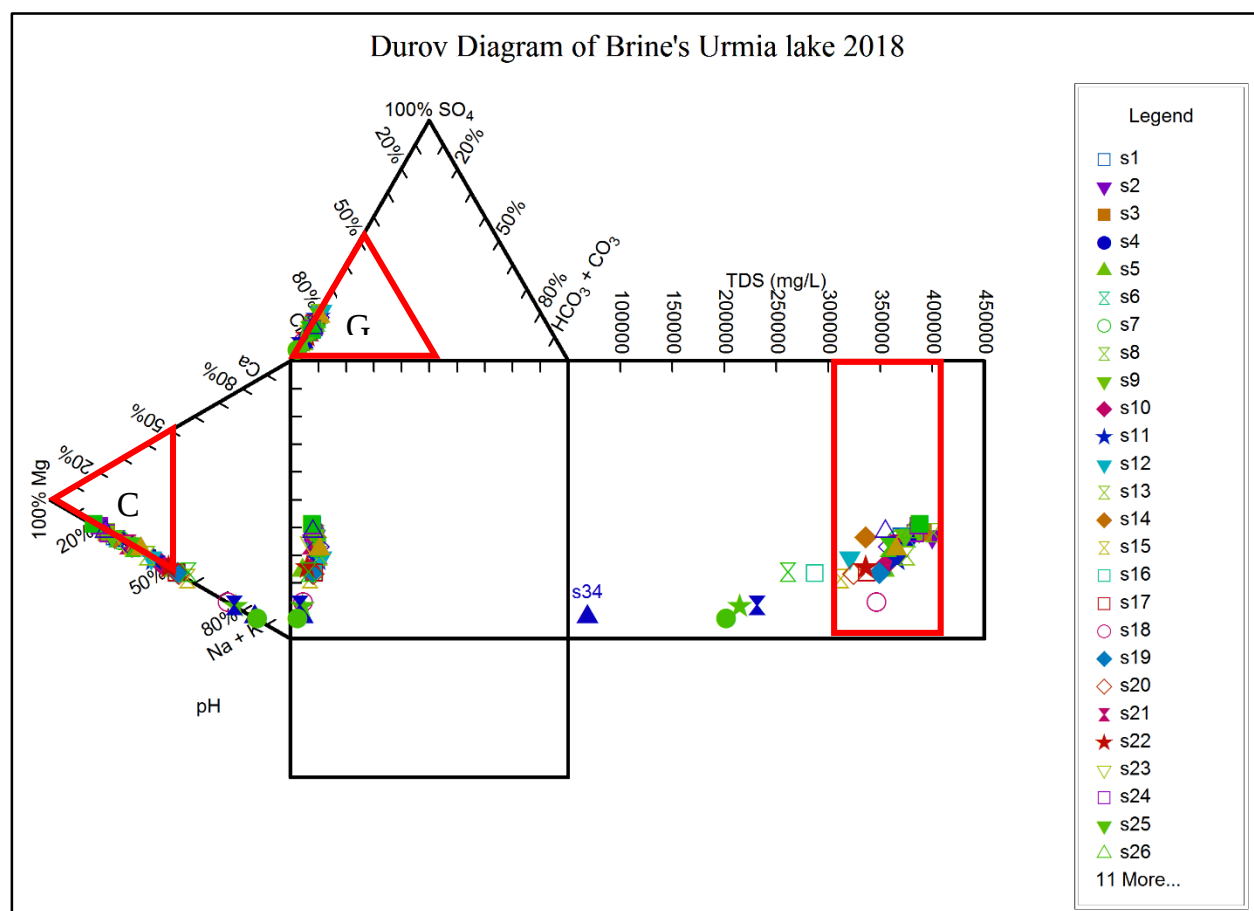
شکل 101) دیاگرام پایپر شورابه سطحی دریاچه ارومیه زمستان 97



- A = Mg^{2+} Type
- B = Ca^{2+} Type
- C = No Dominant Type
- D = Na^+/K^+ Type
- E = SO_4^{2-} Type
- F = HCO_3^- Type
- G = No Dominant Type
- H = Cl^- Type
- I = Mixed Ca^{2+} - Mg^{2+} - Cl^- Type
- J = Ca^{2+} - HCO_3^- Type
- K = Na^+ - Cl^- Type
- L = Mixed Ca^{2+} - Na^+ - HCO_3^- Type
- M = Ca^{2+} - Cl^- Type
- N = Na^+ - HCO_3^- Type
- 1 = Ca^{2+} - Mg^{2+} - Cl^- - SO_4^{2-} Type
- 2 = Ca^{2+} - Mg^{2+} - HCO_3^- Type
- 3 = Na^+ - K^+ - Cl^- - SO_4^{2-} Type
- 4 = Na^+ - K^+ - HCO_3^- Type

شکل 102) محدوده استاندارد ترکیب شیمیایی آب در دیاگرام پایپر (manjo, etal, 2013)

در کنار نمودار شولر و پایپر، جهت تعیین تیپ و منشأ آب رودخانه و دریاچه ها از نمودار دروو (Durov) استفاده میشود. (Khandouzi, etal 2015) اساس این نمودار مقادیر کاتیون و آنیون های عمده آب (برحسب درصد) می باشند که به میلی اکی والان رسم می شوند. از مزایای نمودار دروو نسبت به نمودار پایپر، نمایش بهتر تیپ های مختلف آب و فرایندهای هیدروشیمیایی مانند تبادل یونی می باشد (شکل 103).



شکل 103) نمودار دروو شورابه سطحی دریاچه ارومیه زمستان 97

طبق نمودار استاندارد دروو، آنیون غالب شورابه سطحی در محدوده کلر و کاتیون غالب در محدوده منیزیم قرار دارد. میزان PH اندازه گیری نشده است و محدوده TDS بین 300 gr/lit الی 400gr/lit قرار دارد.

طبق نمودار دروو و پایپر ترکیب فعلی غالب شورابه کلرید منیزیم شناخته میشود.

جهت تکمیل مطالعات آماری از نرم افزار IBM 22 SPSS استفاده شده است. از این نرم افزار در راستای شناسایی روابط همبستگی بین آنیون و کاتیون ها استفاده شده است.

خط رگرسیون (شاخص همبستگی) کمترین مربع خطی است که به بهترین نحو داده ها را برازش میکند. قبل از آنکه از خط رگرسیون جهت پیش بینی کردن و توصیف رابطه بین دو متغیر استفاده کنید باید مشخص کنید که صحت پردازش داده ها توسط خط رگرسیون تا چه میزان قابل اعتماد است. اگر خط رگرسیون، داده ها را خوب برازش نکند، هر گونه نتیجه گیری کردن از آن غیر قابل اعتماد خواهد بود.

برای آنکه صحت پردازش داده ها توسط خط رگرسیون مشخص شود، به شاخصی نیاز است که مقدار آن به واحد های اندازه گیری بستگی نداشته باشد و به راحتی قابل تفسیر باشد. آماره ای که به این منظور بیشتر از همه استفاده میشود ضریب همبستگی پیرسون می باشد. که مقدار آن بین -1 تا $+1$ می باشد.

در جدول 16، آماره ضریب پیرسون برای تمامی یون ها محاسبه شده است و منطبق با شیب نمودار شکل 97 و 98

می باشد به این معنا که پردازش داده ها به درستی صورت گرفته است و قابل اعتماد می باشد.

21.6 تفسیر ترکیب شیمیایی و تکامل شورابه

رسوبات شیمیایی عمده‌ترین رسوبات دریاچه‌های فوق اشباع از نمک می‌باشند. به‌طور کلی با افزایش درجه شوری به ترتیب کربنات‌ها، سولفات‌ها (ژیپس و انیدریت) و کلوروها (هالیت) تشکیل می‌گردند (Warren, 2006). تکامل ژئوشیمیایی دریاچه های شور تحت تاثیر سه عامل، ترکیب شیمیایی آب های وارده، جدایش انتخابی املاح و تغلیظ در اثر تبخیر صورت می گیرد (Sinha and Raymahashoy, 2004)

ترتیب جدایش انتخابی املاح و در نهایت تغلیظ شورابه به این صورت است که در ابتدا کربنات ها از سیستم خارج میشود و کانی های با کاتیون منیزیم و کلسیم با آنیون حامل کربنات مانند کانی کلسیت و دولومیت را برجای میگذارند، سپس سولفات ها با کاتیون کلسیم و آنیون سولفات مانند کانی باسانیت و ژیپس از محیط خارج میشود. بعضا خروج کلسیم با آنیون کلر تشکیل کانی آتتراستیسیست را میدهد. انتخاب آنیون حامل، پیشتر به ترکیب غالب شورابه بستگی دارد، که سولفور ه باشد و یا کلرور. (Sanford & wood, 1991)

بعد از خروج کامل کلسیم و کربنات ها نوبت به خانواده نمک ها میرسد که کاتیون های این خانواده شامل یون سدیم، منیزیم، پتاسیم و لیتیم می باشد و آنیون های حامل آن ها کلر و سولفات هستند. ترتیب رسوب گذاری در خانواده نمک ها به ضریب انحلال پذیری، غلظت، اندازه یون ها بستگی دارد.

در جدول 19 میزان انحلال پذیری بعضی از ترکیب ها آورده شده است (Babel & Schreiber, 2014). ترتیب کلی برقراری پیوند شیمیایی و خروج نمک ها از سیستم شورابه روند زیر را از چپ به راست طی میکند. این روند بسیار متغیر است و بستگی به میزان اولیه یون ها، شرایط جوی از قبیل دما و تغییر چگالی شورابه دارد. برای مثال در صورتی که کاتیون سدیم تماما با کلر از سیستم خارج نشود. کانی های مانند Bloedite, Lowerite با فرمول کلی سولفات سدیم در کنار سولفات منیزیم تشکیل میشود.

Halite, Hydrohalite, Polyhalit, Thenardite, Mirabilite, Glaserite, Pentahydrate, Sylvite, Kainite, Epsomite, Carnallite, Bischofite. (داوری، 1392)

Name	Chemical Formula	Solubility (g l ⁻¹)	Temperature (°C)	References
Barite	BaSO ₄	0.0025	25±1	Davis and Collins (1971)
Calcite	CaCO ₃	~0.012 ^a	25	Pia (1933) in Hutchinson
		0.06 ^b , 0.4 ^c	25 ^d	Freeze and Cherry (1979)
Aragonite	CaCO ₃	~0.014 ^a	25	Pia (1933) in Hutchinson
Dolomite	CaMg(CO ₃)	0.05 ^b , 0.3 ^c	25 ^d	Freeze and Cherry (1979)
Celestite	SrSO ₄	0.114	25±1	Davis and Collins (1971)
Gypsum	CaSO ₄ ·2H ₂	0.207 ^e	25	Bock (1961)
		2.0	20	Borchert and Muir (1964)
		2.4	25 ^d	Freeze and Cherry (1979)
Gypsum	CaSO ₄	0.20 ^f	18	Smith (1918); Grabau
		0.275 ^g	25	Bock (1961)
		2.98	20	Sonnenfeld (1984)
Glaserite	Na ₂ SO ₄ ·3K	145	20	Borchert and Muir (1964)
Epsomite	MgSO ₄ ·7H ₂	38.5 ^e	25	Grabau (1920, p. 22);
		262	20	Borchert and Muir (1964)
Hexahydrate	MgSO ₄ ·6H ₂	308	20	Borchert and Muir (1964)
Sylvite	KCl	32.95 ^f	18	Smith (1918); Grabau
		35.5 ^g	25	Grabau (1920, p. 22);
		340	20	Borchert and Muir (1964)
Halite	NaCl	35.86 ^f	18	Smith (1918); Grabau
		36.12 ^g	25	Grabau (1920, p. 22);
		360	25 ^d	Freeze and Cherry (1979)
Thenardite	Na ₂ SO ₄	16.83 ^f	18	Smith (1918); Grabau
		388	40	Borchert and Muir (1964)
Mirabilite (Glauber's)	Na ₂ SO ₄ ·10	5.0 ^e	0	Grabau (1920, p. 22);
		28.0 ^e	25	Grabau (1920, p. 22);
		448	20	Borchert and Muir (1964)
Bischofite	MgCl ₂ ·6H ₂	56.7 ^e	25	Grabau (1920, p. 22);
		2635	20	Borchert and Muir (1964)
Antarcticite	CaCl ₂ ·6H ₂ O	5360	20	Sonnenfeld (1984)

^aSolubility in supposedly CO₂-free water, solubility is higher in water containing much dissolved CO₂.

^bAt partial pressure $P_{CO_2} = 10^3$ bar.

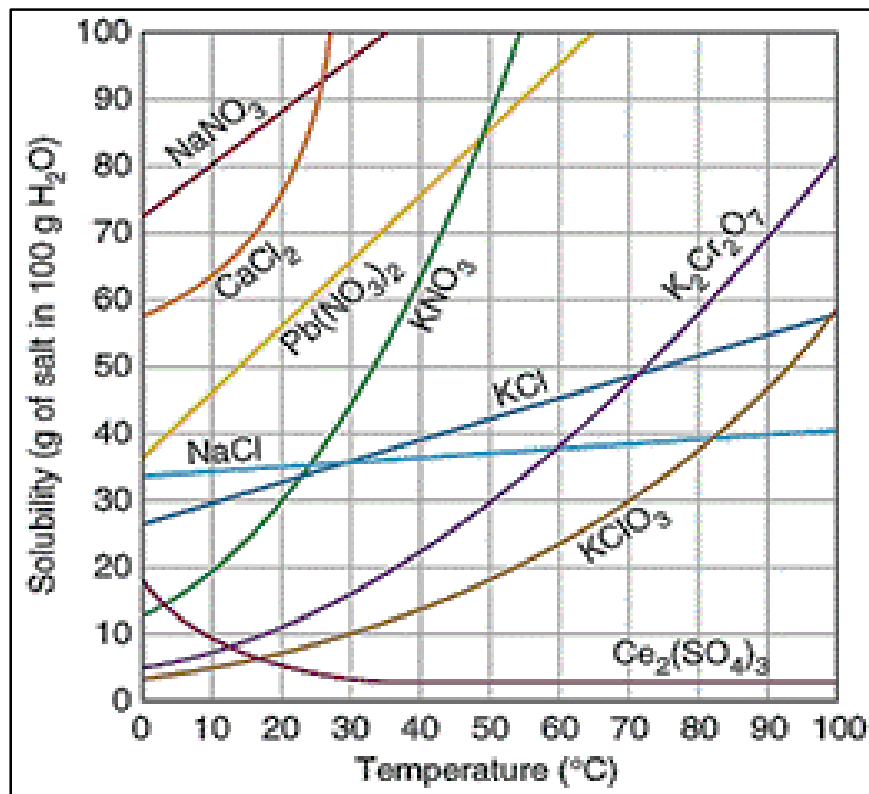
^cAt partial pressure $P_{CO_2} = 10^{-1}$ bar.

^dAnd at 1 bar (105 Pa) pressure.

^eAmount of pure compound without water of crystallization, in g/100 g H₂O.

^fIn g/100 cm³ H₂O.

^gIn g/100 g H₂O



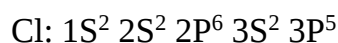
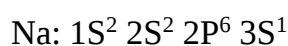
شکل 104) نمودار انحلال نمک در 100 گرم آب در اثر افزایش دمای محیط

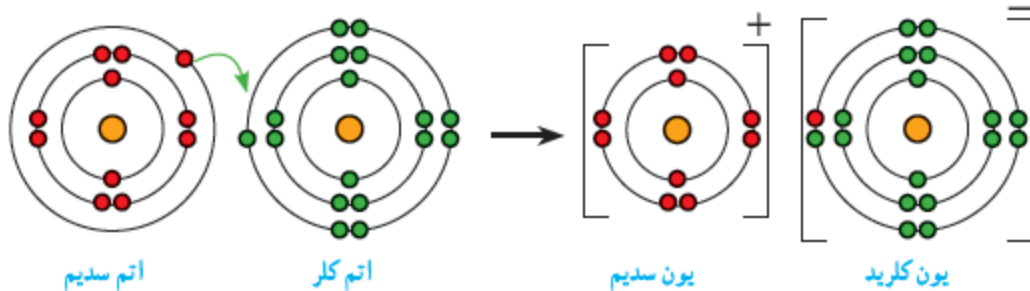
21.6.1 بررسی رفتار سدیم در شورابه:

طبق جدول 16 همبستگی سدیم با تمام یون ها منفی است. در بین همه یون ها، آنیون های حامل کلر و سولفات از اهمیت بالایی برخوردار هستند. آنیون اصلی حامل سدیم، کلر می باشد. در حالیکه سدیم در اغلب موارد به شکل کانی هالیت با فرمول NaCl از سیستم شورابه خارج میشود، عدد همبستگی این دو یون منفی است. طبق جدول 19 و شکل 104 در فشار 1 atm و دمای 25°C در 1 lit آب مقطر، 360 gr یون سدیم حل میشود و در صورت ثابت ماندن دما و فشار از این نقطه (Critical Sodium's point) به بالا فرآیند رسوب گذاری آغاز میشود. طبق این نمودار این حقیقت مشخص میشود که انحلال پذیری یون سدیم مستقل از دما است و با افزایش دما، نمودار آنچنان روند صعودی نگرفته است. به این معنا که در طبیعت الزاما با افزایش شدت تبخیر، سدیم بیشتری در آب حل نمیشود و این کاتیون بیشتر به ترسیب تمایل دارد تا انحلال. لذا بر عکس آنیون کلر و سولفات که در مراحل بعدی با کاتیون های پتاسیم و منیزیم وارد واکنش میشوند و یون های آبدوستی تشکیل میدهند، زودتر از بقیه یون های شورابه خارج میشود. لذا عدد و شیب همبستگی سدیم با هر دو آنیون غالب و سایر کاتیون ها در شورابه منفی است. (جدول 16 و شکل 97 و 98) از طرفی در مطالعات (داوری، 1392) ثابت شده است همبستگی سدیم با کلر بر خلاف شورابه، در فاز جامد مثبت است یعنی میزان سدیم به نسبت کلر بر خلاف شورابه در حال افزایش است.

در مورد رابطه سدیم و سولفات میتوان گفت به دلیل اینکه تیپ غالب شورابه کلریدی است، تا زمانی که کلر در شورابه غالب است فرصتی برای برقراری پیوند سولفات با سدیم پیدا نمیشود. درک این موضوع نیاز به توضیح مسائلی از شیمی معدنی دارد. عدد اتمی سدیم 11 است و عدد اتمی کلر 17 است، جهت رسیدن به آرایش اتمی پایدار سدیم علاقه مند است 1 الکترون در لایه آخر اوربیتال 3s را از دست بدهد و کلر علاقه مند است یک الکترون به لایه آخر اوربیتال 3p اضافه کند به همین دلیل سدیم در صورت حضور کلر تمایل به واکنش با آن دارد (شکل 105)

آرایش یونی سدیم و کلر به صورت زیر است:





شکل 105) ساختار اتمی NaCl

علاوه بر این دلیل، اندازه اتم ها در حالت یونی، تاثیر مهمی در تمایل برقراری پیوند یونی دارد. برای مثال شعاع یون سدیم و یون کلر مشابه هم است (هر دو در تناوب سوم جدول مندلیف قرار دارند) (شکل 106 و 107)

Periodic Table of the Elements

Periodic Table of the Elements																					
Atomic Number Valence Symbol Name Atomic Mass																					
1 H Hydrogen 1.008																	2 He Helium 4.003				
3 Li Lithium 6.941	4 Be Beryllium 9.012															5 B Boron 10.811	6 C Carbon 12.011	7 N Nitrogen 14.007	8 O Oxygen 15.999	9 F Fluorine 18.998	10 Ne Neon 20.180
11 Na Sodium 22.990	12 Mg Magnesium 24.305	13 Al Aluminum 26.982	14 Si Silicon 28.086	15 P Phosphorus 30.974	16 S Sulfur 32.066	17 Cl Chlorine 35.453	18 Ar Argon 39.948														
19 K Potassium 39.098	20 Ca Calcium 40.078	21 Sc Scandium 44.956	22 Ti Titanium 47.88	23 V Vanadium 50.942	24 Cr Chromium 51.996	25 Mn Manganese 54.938	26 Fe Iron 55.845	27 Co Cobalt 58.933	28 Ni Nickel 58.693	29 Cu Copper 63.546	30 Zn Zinc 65.38	31 Ga Gallium 69.723	32 Ge Germanium 72.631	33 As Arsenic 74.922	34 Se Selenium 78.971	35 Br Bromine 79.904	36 Kr Krypton 83.798				
37 Rb Rubidium 85.468	38 Sr Strontium 87.62	39 Y Yttrium 88.906	40 Zr Zirconium 91.224	41 Nb Niobium 92.906	42 Mo Molybdenum 95.94	43 Tc Technetium 98.907	44 Ru Ruthenium 101.07	45 Rh Rhodium 102.906	46 Pd Palladium 106.42	47 Ag Silver 107.868	48 Cd Cadmium 112.414	49 In Indium 114.818	50 Sn Tin 118.710	51 Sb Antimony 121.760	52 Te Tellurium 127.6	53 I Iodine 126.905	54 Xe Xenon 131.29				
55 Cs Cesium 132.905	56 Ba Barium 137.327	57-71 Lanthanide Series	72 Hf Hafnium 178.49	73 Ta Tantalum 180.948	74 W Tungsten 183.85	75 Re Rhenium 186.207	76 Os Osmium 190.23	77 Ir Iridium 192.22	78 Pt Platinum 195.08	79 Au Gold 196.967	80 Hg Mercury 200.59	81 Tl Thallium 204.383	82 Pb Lead 207.2	83 Bi Bismuth 208.980	84 Po Polonium (209)	85 At Astatine 209	86-118 Noble Gas				
87 Fr Francium 223	88 Ra Radium 226															119 Ts Tennessine 289	120 Og Oganesson 294				
Lanthanide Series Actinide Series																					
57 La Lanthanum 138.905	58 Ce Cerium 140.12	59 Pr Praseodymium 140.908	60 Nd Neodymium 144.24	61 Pm Promethium 144.913	62 Sm Samarium 150.36	63 Eu Europium 151.964	64 Gd Gadolinium 157.25	65 Tb Terbium 158.925	66 Dy Dysprosium 162.50	67 Ho Holmium 164.930	68 Er Erbium 167.259	69 Tm Thulium 168.934	70 Yb Ytterbium 173.054	71 Lu Lutetium 174.967							
89 Ac Actinium 227	90 Th Thorium 232	91 Pa Protactinium 231	92 U Uranium 238	93 Np Neptunium 237	94 Pu Plutonium 244	95 Am Americium 243	96 Cm Curium 247	97 Bk Berkelium 247	98 Cf Californium 251	99 Es Einsteinium 252	100 Fm Fermium 257	101 Md Mendelevium 258	102 No Nobelium 259	103 Lr Lawrencium 262							
Alkali Metal Alkaline Earth Transition Metal Basic Metal Metalloid Nonmetal Halogen Noble Gas Lanthanide Actinide																					

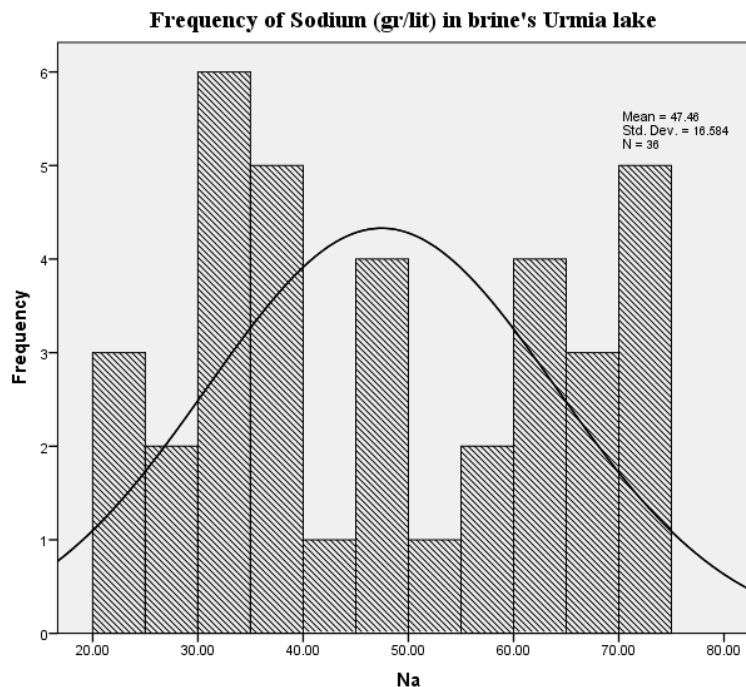
شکل 106) جدول تناوبی عناصر

Sizes of atoms and their ions in pm									
Group 1		Group 2		Group 3		Group 16		Group 17	
Li ⁺	Li	Be ²⁺	Be	B ³⁺	B	O	O ²⁻	F	F ⁻
90	134	59	90	41	82	73	126	71	119
Na ⁺	Na	Mg ²⁺	Mg	Al ³⁺	Al	S	S ²⁻	Cl	Cl ⁻
116	154	86	130	68	118	102	170	99	167
K ⁺	K	Ca ²⁺	Ca	Ga ³⁺	Ga	Se	Se ²⁻	Br	Br ⁻
152	196	114	174	76	126	116	184	114	182
Rb ⁺	Rb	Sr ²⁺	Sr	In ³⁺	In	Te	Te ²⁻	I	I ⁻
166	211	132	192	94	144	135	207	133	206

neutral atoms gray,
cations red, anions blue.

شکل 107 اندازه اتم ها و شعاع یون ها (کاتیون و آنیون)

لذا تمایل برقراری پیوند سدیم با کلر به دو دلیل مذکور بسیار بیشتر از سولفات است. از طرفی انحلال پذیری سدیم طبق شکل 104 مستقل از حرارت است. در نتیجه در صورتی که از نقطه بحرانی عبور کند، سریع تر از بقیه ترکیب ها ته نشین میشود. پردازش آماری فراوانی کاتیون سدیم نشان میدهد از 36 دیتای مورد مطالعه، دامنه تغییرات در بازه 20 تا 75 گرم بر لیتر است که 11 مورد در محدوده 30 تا 40 گرم بر لیتر و 12 مورد در محدوده 60 تا 75 گرم در لیتر قرار دارد و توزیع آن نرمال است.

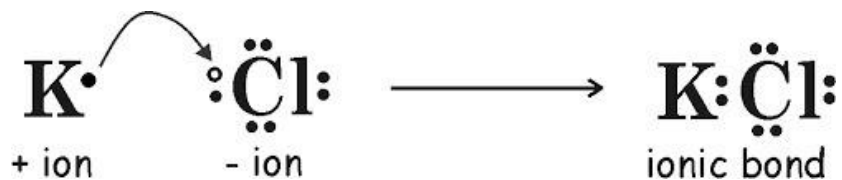
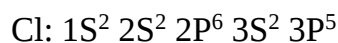
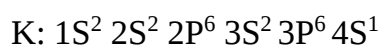


شکل 108) نمودار توزیع کاتیون سدیم در شورابه سطحی دریاچه ارومیه زمستان 97

21.6.2 بررسی رفتار پتاسیم در شورابه:

کاتیون پتاسیم غالباً توسط آنیون غالب کلر از محیط خارج میشود. عدد اتمی کلر 17 است و عدد اتمی پتاسیم 19 است. در صورتی که در شورابه به حالت آبپوشیده باشند و هر دو اتم در کنار هم قرار بگیرند کلر تمایل دارد یک الکترون به لایه آخر اوربیتال 3P اضافه کند و پتاسیم تمایل دارد یک الکترون لایه 4 اوربیتال S را از دست بدهد.

آرایش یونی پتاسیم و کلر به صورت زیر است:



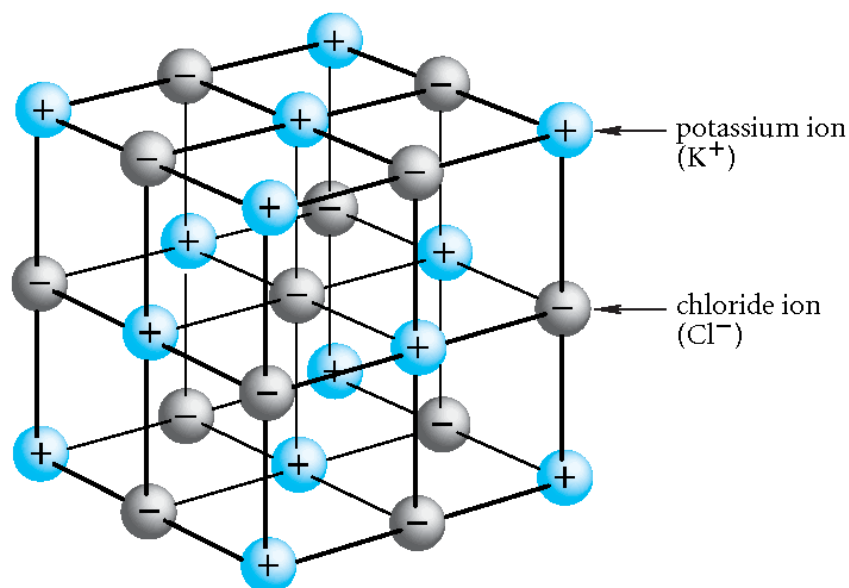
از طرفی اندازه هر دو یون تقریباً مشابه هم هستند (پتاسیم در ردیف سوم جدول تناوبی و کلر در ردیف دوم قرار دارد، شکل 106 و 107).

اولویت پتاسیم برای برقراری پیوند یونی بین کلر و اکسیژن (سولفات SO_4) به دو دلیل آنیون کلر است.

1- فقط با تبادل 1 الکترون، آرایش پایدار حاصل میشود.

2- شعاع یونی هر دو یون مشابه هم هستند.

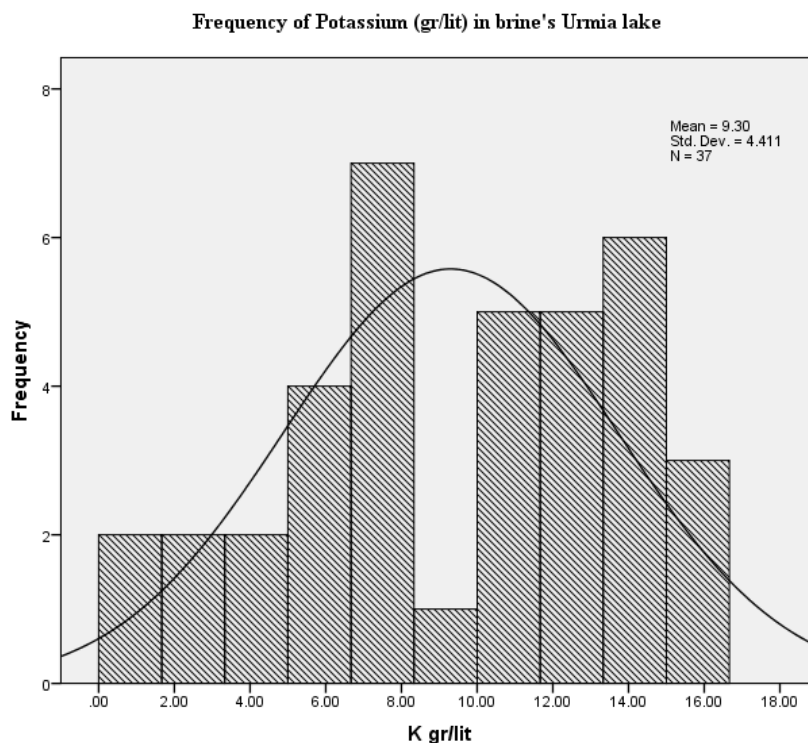
انحلال پذیری KCl به شدت تحت تاثیر دما است (شکل 104). برای مثال طبق جدول 18، میزان حلالیت سیلویت در دمای 20°C ، 340 gr/lit و با افزایش دما به میزان 5°C حلالیت به 350.5 gr/lit میرسد. در حالیکه حلالیت هالیت در دمای 20°C ، 360 gr/lit است و در دمای 25°C ، 357 gr/lit است. یعنی با افزایش دما، حلالیت کاهش جزئی داشته است. به عبارت دیگر در شرایط افزایش دما و تبخیر، هالیت بیشتر رسوب میکند و سیلویت بیشتر حل میشود تا زمانی که به حالت فوق اشباع برسد.



شکل 109 (ساختار بلوری پتاسیم کلرید (کانی سیلویت)

وضعیت رسوب گذاری ترکیبات پتاسیم در نمونه های زمستان 97 شورابه سطحی دریاچه ارومیه با توجه به همبستگی به شدت مثبت پتاسیم با کلر (0.82) و سولفات (0.72) نشان میدهد نسبت پتاسیم به هر دو آنیون افزایش داشته است و هنوز

هیچ ترکیبی از پتاسیم در وضعیت فعلی (دما و شدت تبخیر در زمان نمونه برداری) ترسیب نشده است (جدول 16 و نمودار 97 و 98) پردازش آماری فراوانی کاتیون پتاسیم نشان میدهد از 37 دیتای مورد مطالعه، دامنه تغییرات در بازه 0 تا 16 گرم بر لیتر است که 7 مورد در محدوده 6.5 تا 8 گرم بر لیتر و 16 مورد در محدوده 10 تا 15 گرم در لیتر قرار دارد و توزیع آن نرمال است (شکل 110).



شکل 110) نمودار توزیع کاتیون پتاسیم در شورابه سطحی دریاچه ارومیه زمستان 97

21.6.3 بررسی رفتار منیزیم در شورابه:

منیزیم با هر دو حامل آنیون (کلر و سولفات) از محیط خارج میشود که اولویت اول با آنیون سولفات است به طوریکه همزمان

با رسوب سیلویت ترکیباتی از قبیل $\text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

تشکیل میشود. اگر سدیم در محیط باقی مانده باشد (توسط کلر از سیستم خارج نشده باشد) در ترکیب سولفات منیزیم وارد

میشود و تشکیل ترکیبات زیر را میدهد و آخرین باقی مانده سدیم با شرکت در این ترکیب ها به طور کامل خارج میشود.



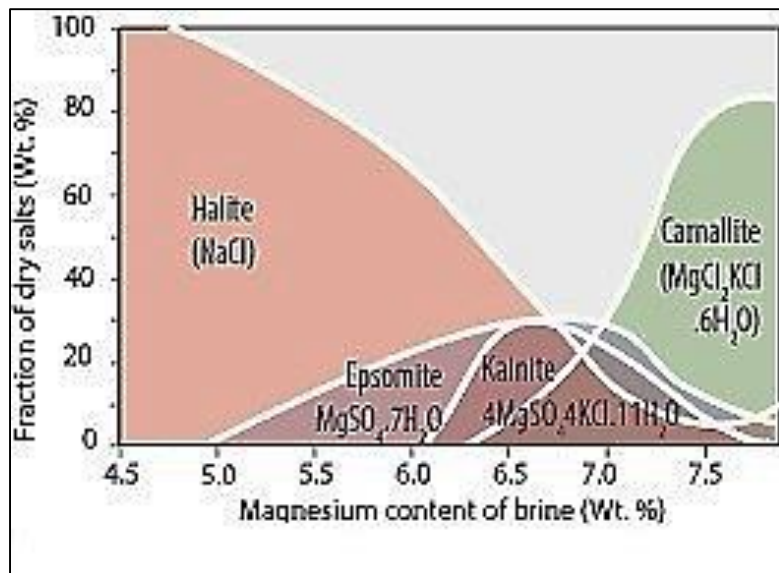
میل انحلال پذیری منیزیم در کنار آنیون سولفات در آب مقطر در دمای 25°C ، 370.5 gr/lit است و میزان انحلال پذیری منیزیم در کنار آنیون کلر در آب مقطر 25°C ، 550.5 gr/lit است (جدول 18). لذا تمایل به رسوب گذاری با سولفات شدید

تر است. قبل از ترسیب $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

یون هایی که با سولفات واکنش میدهند ترکیباتی از قبیل $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, $\text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ را ایجاد میکنند. $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 2.5\text{H}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{Ca}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, $(\text{K}, \text{Na})_3\text{Na}(\text{SO}_4)$

پس از اینکه سولفات به طور کامل از محیط خارج شد، کاتیون های منیزیم و پتاسیم باقی مانده با شرکت در شبکه بلوری کانی های کارنالیت و بیشوفیت که بیشترین ظرفیت انحلال پذیری را دارند $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O} = 560 \text{ gr/lit}$ به عنوان آخرین فرآورده از سیستم خارج میشوند.

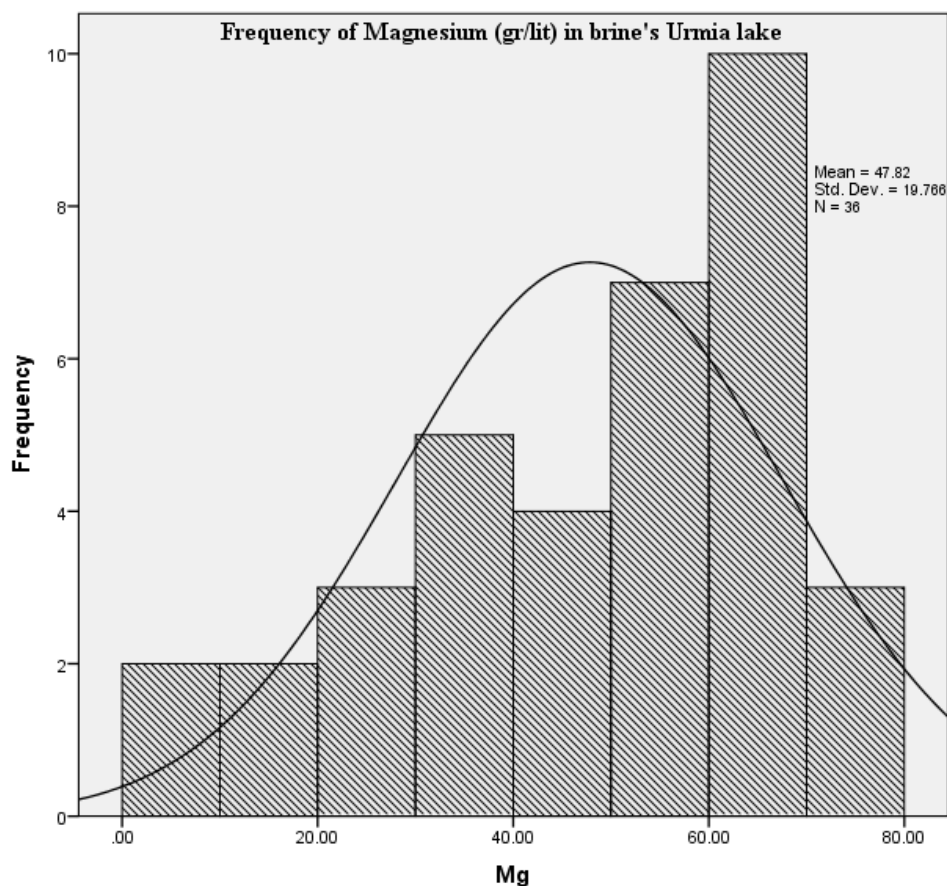
بر اساس میزان منیزیم محلول در شورابه، به ترتیب با افزایش شدت تبخیر روند زیر در خانواده منیزیم طی میشود (شکل 111).



1. اپسومیت $\text{MgSO}_4 \cdot 7(\text{H}_2\text{O})$
2. کاینیت $\text{MgSO}_4 \cdot \text{KCl} \cdot 3(\text{H}_2\text{O})$
3. کارنالیت $\text{KMgCl}_3 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$
4. بیشوفیت $\text{MgCl}_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$

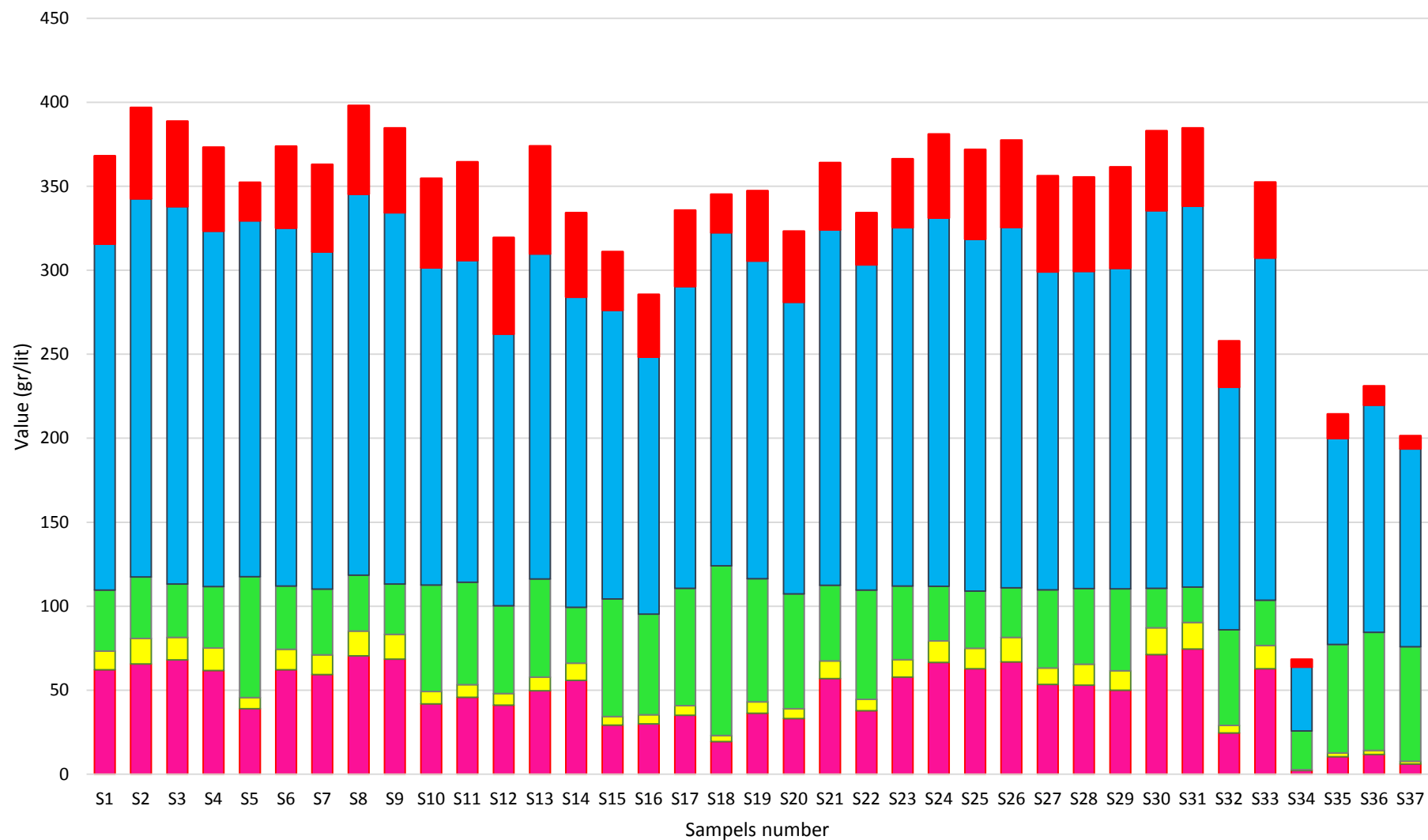
شکل 111) ترتیب رسوب گذاری کانی های حاوی منیزیم

وضعیت رسوب گذاری ترکیبات منیزیم در نمونه های زمستان 97 شورابه سطحی دریاچه ارومیه با توجه به همبستگی به شدت مثبت منیزیم با کلر (0.86) و سولفات (0.79) نشان میدهد نسبت منیزیم به هر دو کاتیون افزایش داشته است و هنوز هیچ ترکیبی از منیزیم در وضعیت فعلی (دما و شدت تبخیر زمان نمونه برداری) ترسیب نشده است (جدول 16 و نمودار 97 و 98). لذا پیش بینی میشود با توجه به نسبت 4.3 برابری کلر به سولفات (جدول 16)، به این معنا که در ازای حضور هر 1 ترکیب سولفات، 4.3 یون کلر در شورابه موجود است لذا با افزایش دما و تبخیر، در نهایت کارنالیته و بیشوفیت دیده شود. پردازش آماری فراوانی کاتیون منیزیم نشان میدهد از 36 دیتای مورد مطالعه، دامنه تغییرات در بازه 0 تا 80 گرم بر لیتر است که 17 مورد در محدوده 50 تا 70 گرم بر لیتر قرار دارد و توزیع آن چولگی منفی دارد (شکل 112).



شکل 112) نمودار توزیع کاتیون منیزیم در شورابه سطحی دریاچه ارومیه زمستان 97

میزان یون های محلول در شورابه دریاچه ارومیه (دی ماه ۱۳۹۷)

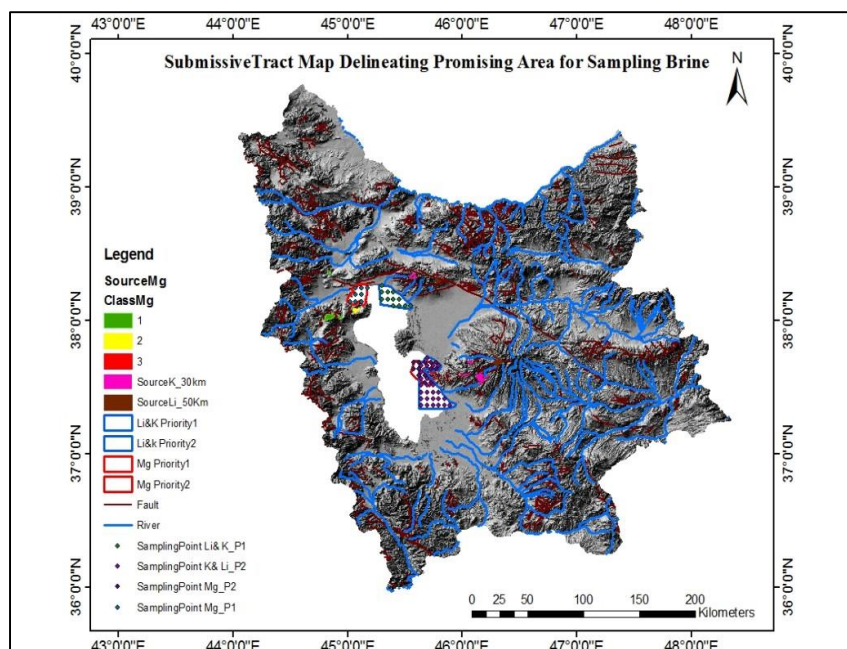


شکل 113) میزان یون های محلول در شورابه دریاچه ارومیه (دی ماه 1397)

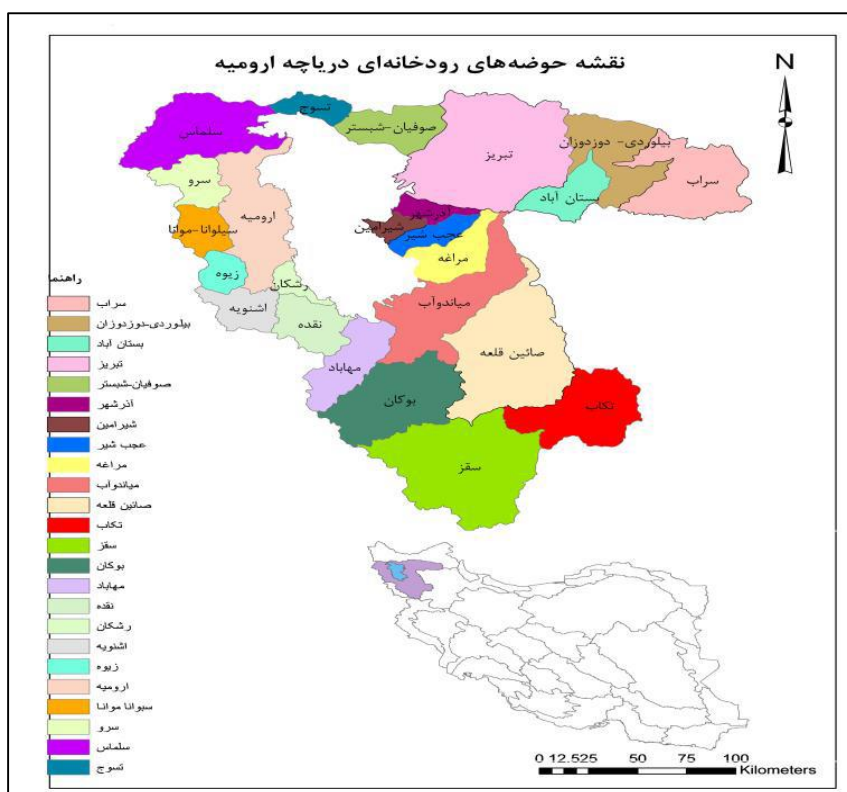
22 شناسایی مناطق با ارزش اقتصادی

نکته مهم در مطالعات و شناخت زون با ارزش اقتصادی در پالایا ها این است که درک صحیحی از موقعیت ورودی های به پالایا به دست آید. هر نقطه ای که بیشترین تجمع عناصر اقتصادی شورابه زیر سطحی یا به عبارتی شورابه بین رسوبی در مرز خط ساحلی که حداکثر میزان مد ساحلی با ساحل شیب ملایم از یک سو و از سوی دیگر خط مخروط افکنه های کوچک سازندهای سنگی ساحل است. این زون منطقه ای است که که شیب ملایم و پوشیده از رسوبات آواری دانه درشت که به تدریج به سمت ساحل و عمق ریزدانه میشود که از فرسایش واحدهای سنگی حاصل شده است. این زون را منطقه حد تلاقی این دو پدیده (ساحلی دریا و سازندها) مینامیم. شورابه موجود در این زون حاصل امتزاج شورابه که به درون ساحل نفوذ میکند یا آب های سطحی جریان یافته از سازندها و سنگ ها منجر به انحلال عناصر موجود در آنها میشود.

با توجه به تلفیق لایه های اطلاعاتی سنگ شناسی رشته کوه های اطراف، آبراهه و حوضه آبریز دریاچه ارومیه مکان های پیشنهادی جهت اکتشاف پتاسیم و منیزیم به شرح زیر معرفی میگردد (شکل 114).



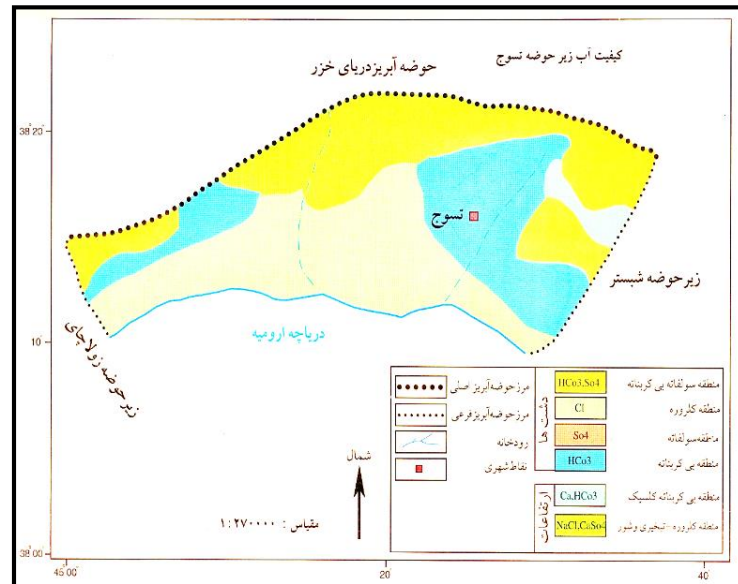
شکل 114 مکان یابی اکتشاف عناصر با ارزش اقتصادی در شورابه زیر سطحی دریاچه ارومیه (دیدار، 1396)



شکل 115 نقشه حوزه‌های رودخانه‌ای دریاچه ارومیه

22.1 زیر حوضه آبریز تسوج

بخشی از رشته کوه های شمال دریاچه در زیر حوضه آبریز تسوج واقع شده است. از نظر کیفیت آب رودخانه های این زیر حوضه در ارتفاعات از مناطق بی کربناته کلسیک و کلروره - تبخیری و شور و در دشت از مناطق بی کربناته، سولفاته بی کربناته و کلروره عبور می کنند (شکل 116 و 117)



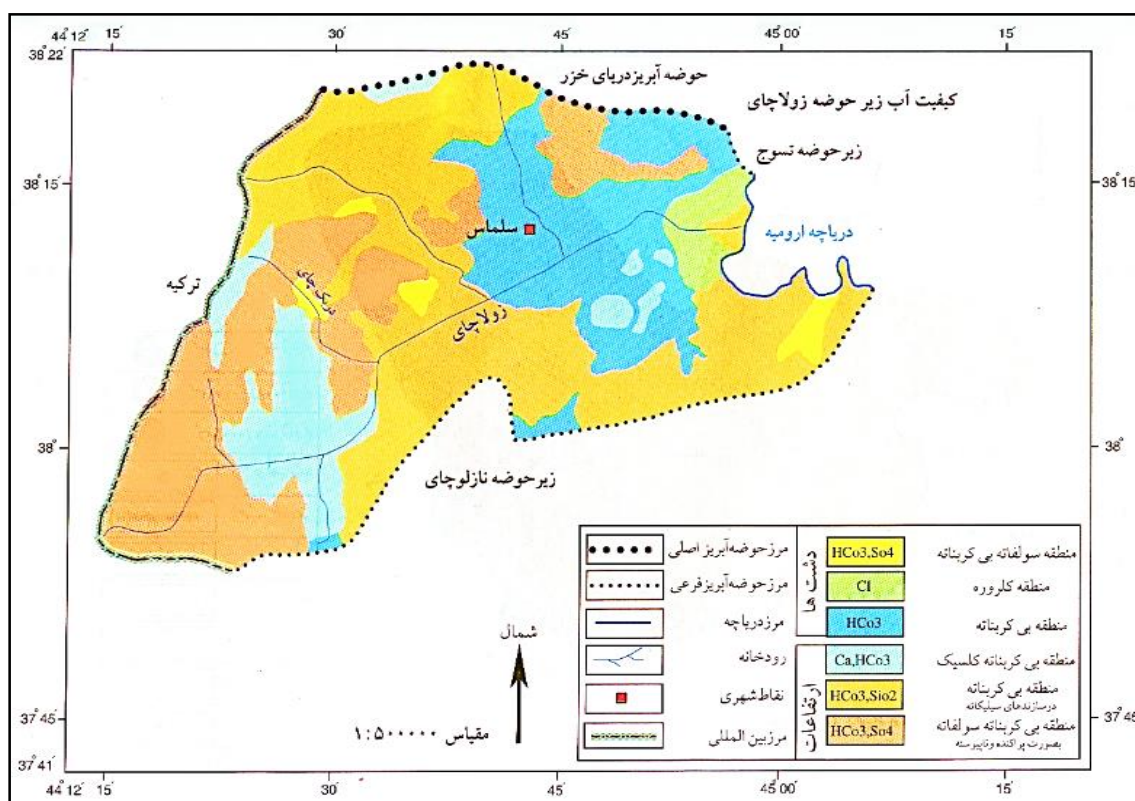
شکل 116 کیفیت آب زیر حوضه تسوج



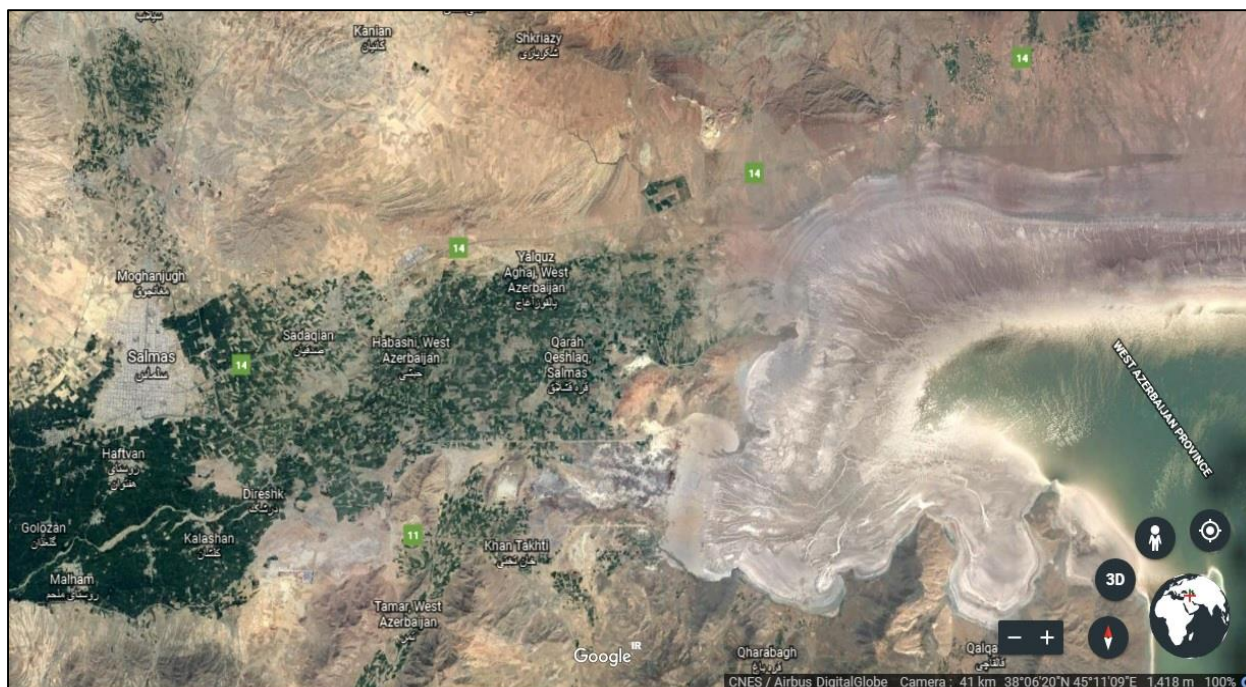
شکل 117 زیر حوضه آبریز تسوج

22.2 زیر حوضه آبریز زولا چای (سلماس)

طبق نقشه تلفیق لایه های اطلاعاتی زمین شناسی، احتمال اکتشاف منیزیم در قسمت شمال غرب دریاچه واقع در زیر حوضه سلماس وجود دارد. تیپ سنگ های مافیک این منطقه در زیر حوضه زولا چای در بخش شمال غربی دریاچه ارومیه واقع شده است. رودخانه های این زیر حوضه، اکثراً در دشت سلماس جریان دارند و منبع تغذیه آنها از برف های انباشته شده در ارتفاعات غربی (تیپ سنگ شناسی مافیک) زیر حوضه می باشد از نظر کیفیت آب رودخانه های این زیر حوضه در ارتفاعات از مناطق بی کربناته کلسیک، بی کربناته سولفاته به صورت پراکنده و ناپیوسته و بی کربناته در سازندهای سیلیکاته و در دشت از مناطق بی کربناته، سولفاته بی کربناته و کلروره عبور می کنند. در نتیجه احتمال اکتشاف ترکیبات حاوی منیزیم در این منطقه بالا تر است (شکل 118 و 119)



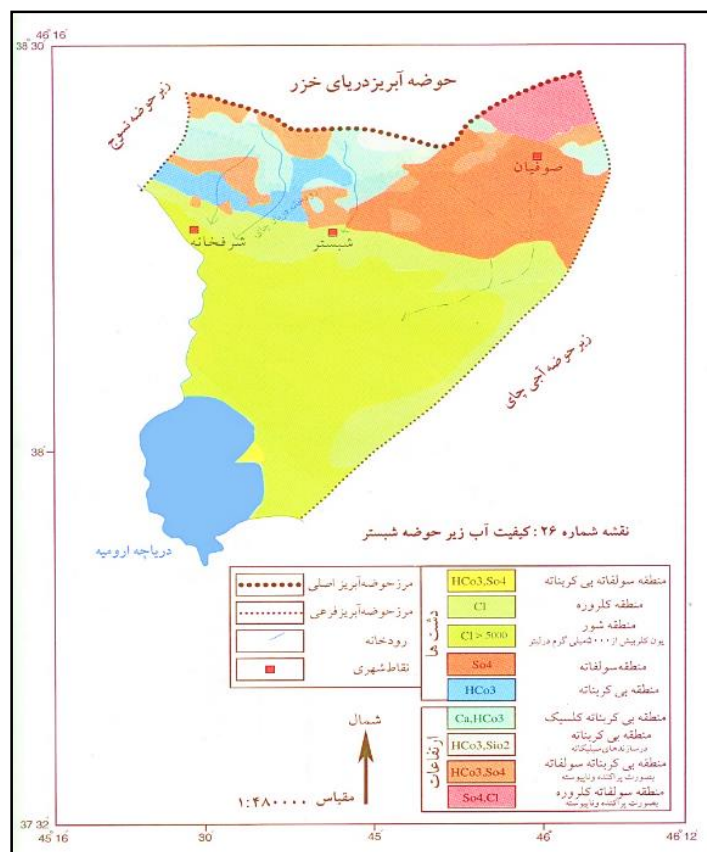
شکل 118) کیفیت آب زیر حوضه زولا چای (سلماس)



شکل 119) زیر حوضه آبریز زولا چای (سلماس)

22.3 زیر حوضه آبریز شبستر

زیر حوضه شبستر واقع در شمال شرق دریاچه از نظر کیفیت آب، رودخانه های این زیر حوضه در ارتفاعات از مناطق سولفات به کلروره به صورت پراکنده و ناپیوسته ، بی کربناته کلسیک، بی کربناته در سازندهای سیلیکاته و بی کربناته سولفات به صورت پراکنده و ناپیوسته و در دشت از مناطق بی کربناته ،سولفات بی کربناته ، سولفات ، کلروره، و شور عبور می کند. لذا پیش بینی میشود یون های حاوی پتاسیم کلرید، منیزیم بی کربنات از ارتفاعات میشو در شرفخانه، شیخ ولی، تیل، حیدر آباد، تسوج، کوزه کنان و قره تپه وارد دریاچه شده باشند(شکل 120 و 121)

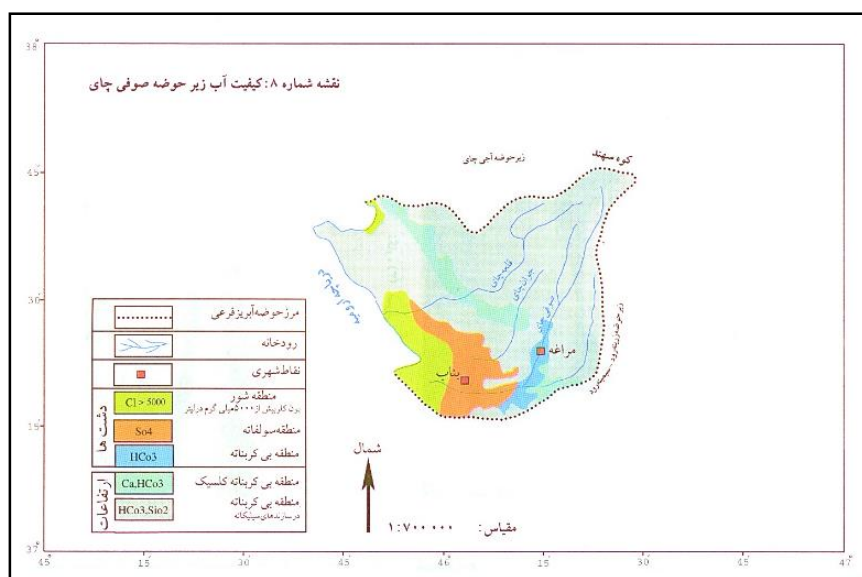


شکل ۱۲۰) کیفیت آب زیر حوضه شبهستر



شکل ۱۲۱) زیر حوضه آبریز شبهستر

طبق نقشه تلفیق لایه های اطلاعاتی زمین شناسی، احتمال اکتشاف ذخایر حاوی پتاسیم در جنوب شرقی دریاچه نیز وجود دارد. ترکیب سنگ شناسی دامنه غربی کوه سه‌هند حد واسط تا اسیدی متشکل از آندریت، داسیت، ریوداسیت است. این منطقه در زیر حوضه صوفی چای طبقه بندی میشود که از نظر کیفیت آب رودخانه های این زیر حوضه در ارتفاعات بی کربناته کلسیک و بی کربناته در سازندهای سیلیکاته و در دشت از مناطق بی کربناته ، سولفات و شور عبور می کنند ، لذا احتمال ورود ترکیبات پتاسیم و سدیم از این منطقه زیاد است (شکل 122 و 123)



شکل 122) کیفیت آب زیر حوضه صوفی چای (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، 1381)



شکل 123) محدوده زیر حوضه آبریز صوفی چای

23 نتیجه گیری:

23.1 هیدروژئوشیمی دریاچه

به طور خلاصه میتوان گفت تیپ غالب دریاچه Mg-Cl میباشد و میزان غلظت یون ها در هر منطقه طبق شکل 113 نشان داده میشود.

تغییرات غلظت یون ها از شمال شرق به جنوب شرق و از شمال غرب به جنوب شرق (شکل 95 و 96) نشان میدهد بیشترین غلظت املاح با ارزش اقتصادی از قبیل کاتیون منیزیم و پتاسیم در کنار آنیون سولفات و کلر در قسمت شرق پایدار تر است و این میزان در محل برداشت نمونه های S6 تا S14 در شرق و تمام نقاط محدوده غرب به جز مناطق محل برداشت نمونه های S15, S22, S29, S32، دارای ارزش اقتصادی بیشتری نسبت به سایر نقاط می باشد.

23.2 مکان یابی

عمق نمک در کاسه شمالی دریاچه بیشتر است و بیشترین پتانسیل اکتشاف ذخایر حاوی منیزیم و پتاسیم در شمال دریاچه پیش بینی شده است. از نظر اقتصادی، پیشنهاد میگردد تعدادی حفاری ضربه در مرز خط نوار ساحلی آغاز شود. طبق تئوری اختلاط شورابه این زون با رشته کوه های اطراف و نفوذ آب حاصل از مد دریاچه، بیشترین عیار عناصر اقتصادی در این محل ذخیره میشود. از طرفی طبق تئوری ترتیب توالی رسوب گذاری که به ترتیب کربنات ها، سولفات ها، کلرورها و هالیت ها میباشد، احتمال اکتشاف ترکیبات کلروید پتاسیم و کلرید منیزیم در مرکز دریاچه و عمیق ترین قسمت آن بیشتر از سواحل می باشد و دسترسی به شورابه زیر سطحی این بخش بسیار حائز اهمیت است.

لازم به ذکر است برداشت از شورابه سطحی به دلیل تغییرات مکرر غلظت عناصر ناشی از بازگشایی سد ها و نزولات جوی بیشتر جنبه تحقیقاتی دارد.

در جنوب دریاچه شیب بستر کاهش یافته است و حالت کفه نمکی پیدا کرده است. بیشتر مناطق باتلاقی است. لذا پیشنهاد میشود در مرز خط نوار ساحلی به خصوص در قسمت جنوب شرق دریاچه حفاری ضربه ای آغاز گردد. در صورت اقتصادی بودن غلظت املاح در شورابه زیر سطحی، چاه های پیژومتری جهت تخمین تخلخل لایه های زیرین حفر گردد. با توجه به

باتلاقی بودن این بخش از دریاچه (جنوب) و هزینه بالای جاده سازی جهت احداث ایستگاه حفاری، در فاز اول حاشیه نمکی اطراف دریاچه که در محدوده مخروط افکنه ها و مصب رودخانه ها قرار دارند مورد بررسی قرار گیرد و در فاز دوم شبکه نمونه برداری در داخل بستر دریاچه بسته شود.

لازم به ذکر است طبق نتایج (داوری، 1392) بیشترین غلظت عناصر اقتصادی در شورابه بین منفذی اعماق بیش از 1 متر واقع در جنوب دریاچه موجود است. لذا ضخامت نمک در دریاچه ارومیه به دلیل ترکیب شیمیایی غالب کانی هالیت (بیش از 95%)، صرفاً جهت خوراک پتروشیمی استفاده میشود. در حال حاضر استفاده عمده از گار کلر در صنایع کاغذ سازی و عملیات سفید سازی مواد با کیفیت بالا و نیز به عنوان ماده ضد عفونی کننده در تصفیه آب مورد استفاده قرار میگیرد. از دیگر کاربردهای نمک در صنعت نفت در گل مورد استفاده در حفاری چاه های نفت است. نوع نمک به کار رفته همان هالیت (NaCl) است که برای بالا بردن چگالی گل حفاری از آن استفاده میشود. در نتیجه معیار ادامه عملیات اکتشافی در زمینه شورابه زیر سطحی، ضخامت نمک نمی باشد بلکه حضور رسوبات متخلل و آواری در اولویت میباشد.

24 پیشنهادها:

با توجه به شرایط جوی این برهه زمانی (زمستان 1397) و خشکسالی حاکم در پهنه وسیعی از دریاچه امکان قایق رانی و برداشت نمونه در نقاط مورد نظر میسر نبوده است و دسترسی به نمونه های حاشیه های دریاچه محدود شده بود. لذا پیشنهاد میشود با توجه به حجم عظیمی از بارش های بهاری سال 1398، حداقل 2 نوبت نمونه برداری با شبکه نمونه برداری منظم و متراکم در فصول تر و خشک سال 1398 از دریاچه صورت گیرد. هدف از برداشت سیستماتیک تهیه بانک اطلاعات هیدروژئوشیمیایی می باشد. همچنین در این نوع برداشت ها نقشه های پراکندگی غلظت یون های مختلف قابل ترسیم است که قدر مسلم دید کلی نسبت به جانمایی مناطق با ارزش اقتصادی در دریاچه ایجاد مینماید.

25 منابع

- اکتشاف عمومی پتاس در چابهار-پزم، 1391، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش داخلی.
- آقاباتی، ع، زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، 1383
- بربریان، م. و قرشی، م، 1366، پژوهش و بررسی لرزه زمین ساخت کاربردی و خطر زمین لرزه، گسلش در گستره دریاچه تکتونیک ارومیه و چگونگی زایش آن - سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش داخلی
- ترشیزیان، ح، 1388، تکامل شوراب هها و تشکیل کانی های تبخیری در پلایای ساغند ایران مرکزی، و مقایسه آن با دریاچه بزرگ نمک و حوضه دره مرگ در ایالات متحده: مجله بلورشناسی و کانی شناسی - 54 ایران، ش 1، ص 43.
- حلمی، ف. 1379، شرحی بر نمک طعام-پتاس و پراکندگی آن در ایران، تهران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- خسروانی شیر، ز، محمودی قرائی، م. ح و مظاهری، ا. 1396، منابع آب موجود در رسوبات کواترنر جنوب شرق فاروج (خراسان شمالی) از نظر مصارف آشامیدن و صنعتی و هیدروژئوشیمی و ارزیابی کیفی، فصلنامه کواترنری ایران (علمی - پژوهشی)، دوره 3، شماره 3، پاییز 1396، صفحه 265-276.
- داوری، ن، 1392، پتانسیل اقتصادی املاح و نمک های بستر دریاچه ارومیه، پژوهشکده علوم زمین، پایان نامه کارشناسی ارشد، 250 صفحه
- داوری، ن، لک، ر، روزبه کارگر، س، درویشی خاتونی، ج، 1396، ارزیابی پتانسیل عناصر اقتصادی شورابه دریاچه ارومیه، فصلنامه کواترنری ایران (علمی - پژوهشی)، دوره 1، شماره 4، زمستان 1394،
- درویشی خاتونی، ج، لک، ر، 1390، گزارش لیمونولوژی و پالئولیمونولوژی دریاچه ارومیه، مقدار و سرعت ته نشینی نمک در شورابه دریاچه ارومیه، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش داخلی

درویشی خاتونی.ج، لک.ر، 1391، گزارش لیمونولوژی و پالئولیمونولوژی دریاچه ارومیه، هیدروژئوشیمی دریاچه ارومیه، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش داخلی

درویشی خاتونی.ج، محمدی.ع، لک.ر، 1390، گزارش لیمونولوژی و پالئولیمونولوژی دریاچه ارومیه، اقلیم شناسی زمین شناسی و هیدرولوژی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش داخلی

درویشی خاتونی.ج، محمدی.ع، لک.ر، 1390، گزارش لیمونولوژی و پالئولیمونولوژی دریاچه ارومیه، پالئوکلیماتولوژی، پالئواکولوژی و پالئوژئوگرافی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش داخلی

درویشی خاتونی، ج. سارا نریمی سا، علی محمدی، علیرضا صالحی پور میلانی 1389.، سهم زیست محیطی دریاچه ارومیه از آب رودخانه ها و تامین آب مورد نیاز جهت حفظ سطح تراز بهینه، با بررسی اثرات طرح های توسعه بر روی دریاچه ارومیه. چهاردمین همایش انجمن زمینشناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمائی علوم زمین، ارومیه.

فرهاد پورژ، باغبان.م، امیدوار.م، حاجیلاری.ف، حبیب نیا.آ، دادفر نژاد.آ، طالقانی.ع، طباطبایی.آ، گرکانی.ب، مظفری.ب، دستورالعمل روش های کنترل کیفیت آزمون های شیمی آب، 1394، شرکت مهندسی آب و فاضلاب کشور، معاونت نظارت بر بهره برداری، دفتر نظارت بر بهداشت آب و فاضلاب، قسمت سوم، 32 صفحه.

سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، 1381، فرهنگ مصور رودهای کشور حوضه آبخیز دریاچه ارومیه، 133 صفحه

سعید رضائیان لنگرودی، لیلا عبدی، نوراله عبدی. 1396. روش های کاربردی مطالعه پلایا (از نمونه برداری تا تحلیل حوضه). دانشگاه آزاد اسلامی (واحد اراک)

شرکت مهندسی مشاور معدن آفرین در ، 1380، گزارش مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی امکان استحصال املاح آب دریاچه ارومیه، سازمان صنایع و معادن استان آذربایجان غربی، 236 صفحه

شرکت مهندسی مشاور یکم، 1381، گزارش مطالعات زیست محیطی دریاچه ارومیه، 220 صفحه

محسن نژاد.ش، نجات دریاچه ارومیه از دیدگاه زمین شناسی با برنامه ریزی آبیاری، تبریز 1392

شهرابی. م، (1373)، دریاها و دریاچه های ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

شهرابی. م، 1361، دریاچه ارومیه و منابع اقتصادی آن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش داخلی

صالحی پور میلانی.ع، درویشی خاتونی.ج، محمدی.ع، لک.ر، 1390، گزارش لیمونولوژی و پالئولیمونولوژی دریاچه ارومیه، بررسی نوسانات سطح تراز دریاچه ارومیه از سال 1355 تا 1390

طرح استحصال املاح از آب دریاچه ارومیه، 1380، معاونت برنامه ریزی، توسعه و فناوری وزارت صنایع و معادن.

لک.ر، 1386، گزارش بررسی زمین شناسی دریاچه مهارلو، فاز I هیدروشیمی و هیدروژئوشیمی، سازمان زمین شناسی کشور، 70 صفحه.

مهندسین مشاور معدن آفرین دُر، گزارش مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی امکان استحصال املاح آب دریاچه ارومیه، 1380، سازمان صنایع و معادن آذربایجان غربی.

نبوی. م.ج، 1355، دیباچه ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

نقشه زمین شناسی 1:250000 ارومیه و تبریز - پلدشت از انتشارات سازمان زمین شناسی کشور

ولی.ع، ، سلیمانی ساردوم، قضاوی.ر، سعیدی گراغان.ج، 1392، آنالیز و روندیابی پارامترهای کیفیت شیمیایی آب، مطالعه موردی رودخانه چم انجیر خرم آباد، فصلنامه علمی پژوهشی مهندسی آبیاری و آب، سال سوم، شماره دوازدهم، تابستان

1392

References

- Aazami-Oscoie, F., 1996, *the study of Urmia Lake water in Heydarabad Area. In PhD Thesis University of Tabriz, Faculty of Pharmacology.*
- Afshar, M., 2000, *An Investigation to Annual Change of some chemical Parameters include: EC, TDS, DO, COD, BOD, TOC and Hg, in Soil, Surface and Underground Water of Zarrinehroud delta, In MSc Thesis Urmia University, Chemistry Dept.*
- Alipour, S, 2006, *Hydro geochemistry of seasonal variation of Urmia Salt Lake, Iran, BIOMED CENTRAL, P: 1-19*
- Alipour, S, Farajzadeh, M., 2000, *The hydrogeochemical composition of Soil, surface and underground water of zarrinehroud delta in South of Urmia Lake, a Research project for western Azarbyegan Water bureau, (unpublished)*
- Arnow, 1960. *Foreign Trade and Collective Bargaining. Paper for the Spring Meeting, Industrial Relations Research Association.*
- Baveghar, N, Nasrine, G & Feridon, G., 1998, *Geochemistry and the source of salt of Urmia Lake. The First Oceanology Conference of Iran, p: 20-23.*
- Bioeconomics , 2012, *Economic Significance of the Great Salt Lake to the State of Utah ,State of Utah Great Salt Lake Advisory Council.*
- Bobek, H. (1934), *Reise in Nordwestpersien 1934 [Travel in northwest Persia 1934]: Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, V. 9/10, p. 359-369.*
- Bradley, R.S., 1999. *Paleoclimatology: Reconstructing climate of the Quaternary , 2nd edn. International Geophysics Series 68. Academic Press, San Diego, 610 p.*

Cohen, A.S., 2003. *Paleolimnology: The history and evolution of lake systems*, Oxford university press, 500p.

Cook.H.E, Johanson,P. D, Matti J. C, Zemmels. I, Method of sample preparation and x-ray diffraction data analysis, *X-Ray Mineralogy Laboratory, Deep Sea, Drilling project, university of California*.

Djamali,M.,Beaulieu,J., Shah-hosseini,M., Andrieu-Ponel,V., Ponel,P., Amini,A., Akhani,H., Leroy,S., Stevens,L., Lahijani,H., Brewer,S.(2008): A late Pleistocene long pollen record from Lake Urmia, NW Iran, Quaternary Research, Volume 69, Issue 3,

Drever, J. I., 1982, *The Geochemistry of Natural Waters: Englewood Cliffs*, Prentice-Hall, 388p.

Eduardo, F. 2002. *Combating Money Laundering and Financing of Terrorism*. International Monetary Fund Volume 39, Number 3.

Eftekhari-Nezhad,J, (1980), Selected topics of the Ph.D. theses, Geological Survey of Iran

Eugster, H. P., and B. F. Jones, 1979, Behavior of major solutes during closed-basin brine evolution: *American Journal of Science*, v.279, p. 609-631.

Eugster, H.P., 1980, *Geochemistry of evaporitic lacustrine deposits: Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v.8, p. 35-63.

Eugster, H.P., Kelts,K.(1981), *Lacustrine chemical sediments*, in Goudie, A.S, and Pye,k.(editor), *Chemical Sediments and Geomorphology* London,Academic Press.

Fahime Khandouzi, Abdolhosein Pari Zangane, Abbasali Zamani, Yousef Dadban Shahamat, 2015, *Survey of Hydro-geochemical Quality and Health of Groundwater in Ramian*,

Fanihagh,A.,Mousavi,M.2013. Evaluation of the survival strategies of Lake Urmia. Paper for the 32th national and first international geosciences congress

Fayazi, F., 1991, Evaporates of the Howze Soltan lake basin: Ph.D. Thesis, University of East Anglia, 145p.

Fayazi, F., Lak, R., Nakhaei, M., 2007. Hydrogeochemistry and brine evolution of Maharlou saline Lake, Southwest of Iran, Carbonates and Evaporites, v.22, n. 1, p. 34-42.

Garrels, R. M., and F. T. Mackenzie, 1967, Origin of the chemical composition of some springs and lakes, in Equilibrium Concepts in Natural Water Systems: Advances in Chemistry, American Chemical Society, v. 67, p. 222-242.

Golder Associates Inc, 2008, Evaporation pond design report PIÑON RIDGE PROJECT, Montrose County, 44 nion Boulevard, Suite 300 Lakewood, Colorado 80228.

Golestan Province, Iran, Journal of Health Research in Community, Volume 1, Issue 3, Autumn 2015.

Guntet,R.T.(1899): Contribution to the natural history of the Lake Urmia, Journ.Linneam Soc(zool.),London, v.57, PP.376-398

Günther,Schweizer, 1975, Untersuchungen zur Physiogeographie von Ostanatolien und Nordwestiran. Geomorphologische, klima- und hydrogeographische Studien im Vansee- und Rezaiehsee-Gebiet, Tübinger Geografische Studien, Heft 60,in Tübingen,

Hardie and Eugster, 1987. Dolomitization: A critical view of some current views: Journal of Sedimentary Petrology, v. 57, p. 166-183.

Hardie, L. A., and H. P. Eugster, 1970, The evolution of closed basin brines, Mineralogical: Society of America Special, v. 3, p. 273-290.

Hardie, L.A. & Eugster, H.P., 1978. Saline Lakes. In: A. Lerman (ed.), Lakes Chemistry, geology, physics. New York, NY, Springer-Verlag., 230p.

Hemati, A. 2013 The causes of Urmia Lake level declining: expose the misinterpretation. Paper for the 32th national and first international geosciences congress

Herczeg, A. L., and W. B. Lyons, 1991, A chemical model for the evolution of Australian sodium chloride lake brine: Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, v. 84, p. 43-53.

Jones, B. F., and D. M. Deocampo, 2003, Geochemistry of saline lakes, In Treatise on Geochemistry: Elsevier, v. 5 (Drever, J.I.), p. 393- 424.

Kelts K, Shahrabi M., 1986, Holocene sedimentology of Hypersaline Lake Urmia, northwestern Iran. Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology, 54, 105-130. Lexique Stratigraphique internationale (1972), vol 3: Asie, Fasc. 9b Iran, Paris, C.N.R.S

Khlopin, W., 1915, Mineral Spring waters of Iran. Edited by: J. D. Tabriz University publication; 1970:340.

Komieli Birjandi, D., 1999, Study of Salt Extraction In Urmia Lake, In MSc Thesis University of Amir-Kabir Faculty of Chemical Engineering, Tehran, Iran.

Laske, G., and Masters, S. G., 1997, A global digital map of sediment thickness: Eos, Transactions, American Geophysical Union, 78, F483.

Maciej Babel, B. Charlotte Schreiber, 2014, Geochemistry of Evaporites and Evolution of Seawater. DOI: 10.1016/B978-0-08-095975-7.00718-X, In book:

Treatise on Geochemistry, 2nd ed., v. 9. Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks, Edition: 2nd, Chapter: Chapter 9.18, Publisher: Elsevier, Editors: Mackenzie Fred, pp.483–560.

Manoj K., Ghosh S. and Padhy P.K, 2013, Characterization and Classification of Hydrochemistry using Multivariate, Graphical and Hydrostatistical Techniques, Research Journal of Chemical Sciences , ISSN 2231-606X, Available online at: www.isca.in, Vol. 3(5), 32-42, May (2013).

Moore, G. W., 1960, Origin and chemical composition of evaporate deposits: U.S.Geological Survey Open-File Rep. 174p.

Moore.D.K, The Significance of Salt, Chemeketa Community College, Funded by a grant from the Department of Energy.

Salem, A., Williams, S., Fairhead, J. D., Ravat, D., and Smith, R., 2007, Tilt-Depth method: A simple depth estimation method using first-order, magnetic derivatives: Leading Edge, 26, 1502–1505. doi:10.1190/1.2821934

Salem, A., Williams, S., Samson, E., Fairhead, D.,Ravat , D. & Blakely, R.J., 2010, Sedimentary basins reconnaissance using the magnetic Tilt-Depth method Exploration Geophysics, 41, 198–209.

Sedighian, I, Barzgar, F, 2002, the effect of kalantary causeway in sedimentation Of Urmia Lake. Volume 6. Journal of Earth science, (Oloom Zamin), Geological Survey of Iran, P: 24-30.

Shahrabi, M, 1986, Economical resources of Urmia lake. Internal Report, Geological Survey of Iran.

Shirokokorof, 1915, Mineral Spring waters of Iran. Edited by: Joined D. Tabriz University publication; 1970:340.

Shlimard, 1891, Mineral Spring waters of Iran. Edited by: Joined D. Tabriz University publication; 1970:340.

Smith, C. L., and J. I. Drever, 1976, Controls on the chemistry of spring at Teels Marsh, Mineral Country, Nevada: Geochemica et Cosmochimica Acta, v. 40, p. 1081-1093.

Soukup.D.A, Buck.B.J, Harris.W, Preparing Soils for mineralogy Analyses, 25 pages.

Spencer,R.C.,Eugster,H.P.,Kelts,K.,Mckenzie,j.,Jones,B.F.,Baedeker,M.L.,Retting, S.L.,Goldhaber,M.B.,Bowser,E.J.(1981): Late Pleistocene and Holocene Sedimentary history of Great Salt Lake, Utah (abstract). AAPG meeting San Francisco.

Technical Committee on Evaporation Ponds, 1999, Evaporation Ponds, final report, 72 pages.

Thompson, D. T., 1982, EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data, Geophysics, v. 47, p. 31-37.

Touloie, J, 1998, Hydrogeochemistry of Urmia Lake,The First Oceanology Conference of Iran 1998,p:20-23.

Touloie, J, 2000, Western Azarbyegan Water bureau River statistics for 1950–2000. Internal unpublished reports Urmia, Iran.

Ward E Sanford, Warren W. Wood,1991, Brine Evolution and Mineral Deposition in Hydrologically Open Evaporite, Basins, in American Journal of Science · September 1991, DOI:10.2475/ajs.291.7.687.

Warren, J., 1999. *Evaporites: Their Evolution and Economics*, Blackwell Science, 438p.

Warren, J., 2006. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*, Springer, 1035p.

Yasi, M., 2013. *A Multidisciplinary Project for Restoration of Lake Urmia*. Paper for the 32th national and first international geosciences congress, p.4

مجموعه داوری گزارش پتانسیل یابی شورابه سطحی دریاچه ارومیه
بر اساس داده های اخذ شده از برداشت های میدانی



سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

پژوهشکده علوم زمین

پتانسیل یابی شورابه سطحی دریاچه ارومیه
بر اساس داده های اخذ شده از برداشت های میدانی

زمستان 97

داوری دور اول

داور اول

فرم ارائه نظر بر گزارشات مطالعاتی ستاد احیا دریاچه ارومیه

عنوان قرارداد: احیای اکولوژی و محیط زیست و توسعه پایدار اقتصادی در دریاچه ارومیه		
عنوان گزارش: پتانسیل یابی شورابه سطحی دریاچه ارومیه بر اساس داده های اخذ شده از برداشت های میدانی زمستان ۹۷		
کارفرما: ستاد احیا دریاچه ارومیه	مجری: پژوهشکده علوم زمین	
تاریخ تهیه گزارش: زمستان ۹۷	تاریخ ارسال نظرات: ۵ شهریور ۱۳۹۸	
	-	

ارائه نظر جمع بندی با توجه به شرح خدمات

۱- در مجموع گزارش خوب و بسیار مفیدی است. همانطور که در گزارش نیز ذکر شده است برداشت از شورابه سطحی به دلیل تغییرات مکرر غلظت عناصر ناشی از بازگشایی سد ها و -۲ نزولات جوی بیشتر جنبه تحقیقاتی دارد"، بنابراین لازم است با استفاده از تعدادی حفاری ضربه دید بهتری نسبت به جانمایی و پراکندگی غلظت یونهای مختلف و املاح با ارزش اقتصادی در دریاچه ارومیه پیدا کرد.

داور دوم

فرم ارائه نظر بر گزارشات مطالعاتی ستاد احیا دریاچه ارومیه

عنوان قرارداد: احیای اکولوژی و محیط زیست و توسعه پایدار اقتصادی در دریاچه ارومیه		
عنوان گزارش پتانسیل یابی شورابه سطحی دریاچه ارومیه بر اساس داده های اخذ شده از برداشت های میدانی زمستان ۹۷		
کارفرما: ستاد احیا دریاچه ارومیه	مجری: پژوهشکده علوم زمین	
تاریخ تهیه گزارش:	تاریخ ارسال نظرات:	
ناظر/داور:	درصد پیشرفت:	

*با توجه به بهم ریختگی شماره صفحات گزارش شماره صفحات مربوط به شماره صفحه فایل pdf می باشد

ارائه نظر جمع بندی با توجه به شرح خدمات
۱- گزارش کاملی از شرایط زمین شناسی و تکتونیکی دریاچه ارومیه تهیه شده است اما متأسفانه شکل ارائه گزارش فاقد نظم و انسجام می باشد. با توجه به حجم کار ارائه شده پیشنهاد می گردد گزارش و نقشه های تهیه شده مطابق با استانداردهای موجود ارائه گردد. ۲- پیشنهاد می گردد به منظور اجرای بند ۱.۵ قرارداد (تهیه نقشه واحدهای سنگی دریاچه) با استفاده از تلفیق نقشه های زمین شناسی و تفاسیر ژئوفیزیک هوایی، نقشه زمین شناسی با مقیاس مناسب تهیه شده و در صورت امکان نقشه سه بعدی واحدهای سنگی دریاچه تهیه گردد. ۳- پیشنهاد می گردد به منظور اجرای بندهای ۱.۶ تا ۱.۸ شرح خدمات در قالب دو فصل مجزی گزارشی از آمارهای در دسترس جمع آوری و مورد تجزیه تحلیل قرارگیرد. در خصوص بند ۱.۸ استفاده از تصاویر ماهواره ای مناسب و پردازش آنها توصیه می گردد. در خصوص بند ۱.۹ شرح خدمات (بررسی تغییرات جمعیتی منطقه) در گزارش اشاره ای نشده است.

تاریخ: ۱۳۹۹/۰۴/۲۲

شماره: ۲۲۰۰/۴/۳۰/س

پیوست: ندارد

برقی

تایید نهایی



دانشگاه صنعتی شریف

جناب آقای دکتر محمد رضا موحدی

معاون محترم پژوهش و فناوری دانشگاه صنعتی شریف

موضوع: اعلام خاتمه قرارداد "احیای اکولوژی و محیط زیست و توسعه پایدار اقتصادی در دریاچه ارومیه" با ۳۸,۸۹ درصد پیشرفت

با سلام؛

احتراماً در اجرای قرارداد شماره ۷۰۰/۱۲۳۷۱ مورخ ۹۶/۱۲/۱۵ با موضوع "احیای اکولوژی و محیط زیست و توسعه پایدار اقتصادی در دریاچه ارومیه" بدینوسیله اعلام می دارد که مرحله نخست مطالعات با ۳۸,۸۹ درصد پیشرفت فیزیکی (معادل ۷۰۰۰ میلیون ریال از کل مبلغ قرارداد) مورد تأیید واقع شده است. با توجه به عدم تخصیص مابقی مبلغ قرارداد، بدین وسیله خاتمه قرارداد با درصد پیشرفت فیزیکی ۳۸,۸۹ درصد اعلام می گردد.

باتشکر

محمد مسعود تجریشی

مجری قرارداد "مطالعه و طراحی طرح نجات دریاچه ارومیه"