

بررسی هیدروژئوشیمیایی اورانیوم در مناطق آیرکان و چشمه شتری با تاکید بر عوامل کمپلکس ساز و شاخص اشباع کانه های اورانیوم

مصطفی اسماعیلی وردنجانی^{۱*}، رضا شمسی پور دهکردی^۱، فیروز موسائی^۲، کاوه پازند^۳

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه خوارزمی، کرج

۳- گروه مهندسی معدن، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران

(دریافت مقاله: ۹۰/۱/۱۵، نسخه نهایی: ۹۰/۴/۲۵)

چکیده: اورانیوم در محیط آبدار در شرایط اکسایشی، محلول و متحرک می شود که حضور عوامل همبافت ساز با اورانیوم این تحرک را افزایش می دهد. وجود چنین شرایطی در منابع آب زیرزمینی مناطق آیرکان و چشمه شتری موجب اکسایش، انحلال و تحرک کانه های اورانیوم شده است. بررسی هیدروژئوشیمی اورانیوم در مناطق مورد بررسی بیان کننده ی حضور یون بی کربنات به عنوان یون همبافت ساز با اورانیوم ($UO_2(CO_3)_2^{2-}$) و عامل افزایش تحرک اورانیوم در آب های زیرزمینی است. محاسبه ی شاخص اشباع کانه های اورانیوم نیز فوق اشباع بودن نمونه های آب را از پیچیدگی نشان می دهد. شاخص اشباع مثبت پیچیدگی بیان کننده ی سرعت مناسب جریان آب برای تعادل پایا با کانه زایی احتمالی اورانیوم در عمق است و نشان می دهد که نفوذپذیری آب های زیرزمینی از طریق جریان در خلل و فرج، زمان لازم برای تماس آن ها با کانه زایی مخفی اورانیوم (کانسار اورانیوم) را فراهم کرده است. در نتیجه این تماس و به دلیل حضور همبافت های کربناتی انحلال و تحرک اورانیوم در این آب ها افزایش یافته است. بررسی های هیدروژئوشیمیایی، پرتوزایی بسیار بالای نمونه های آب و خاک و شواهد یاد شده اشاره به احتمال وجود کانه زایی مخفی اورانیوم در عمق و در حدفصل مناطق آیرکان و چشمه شتری دارند.

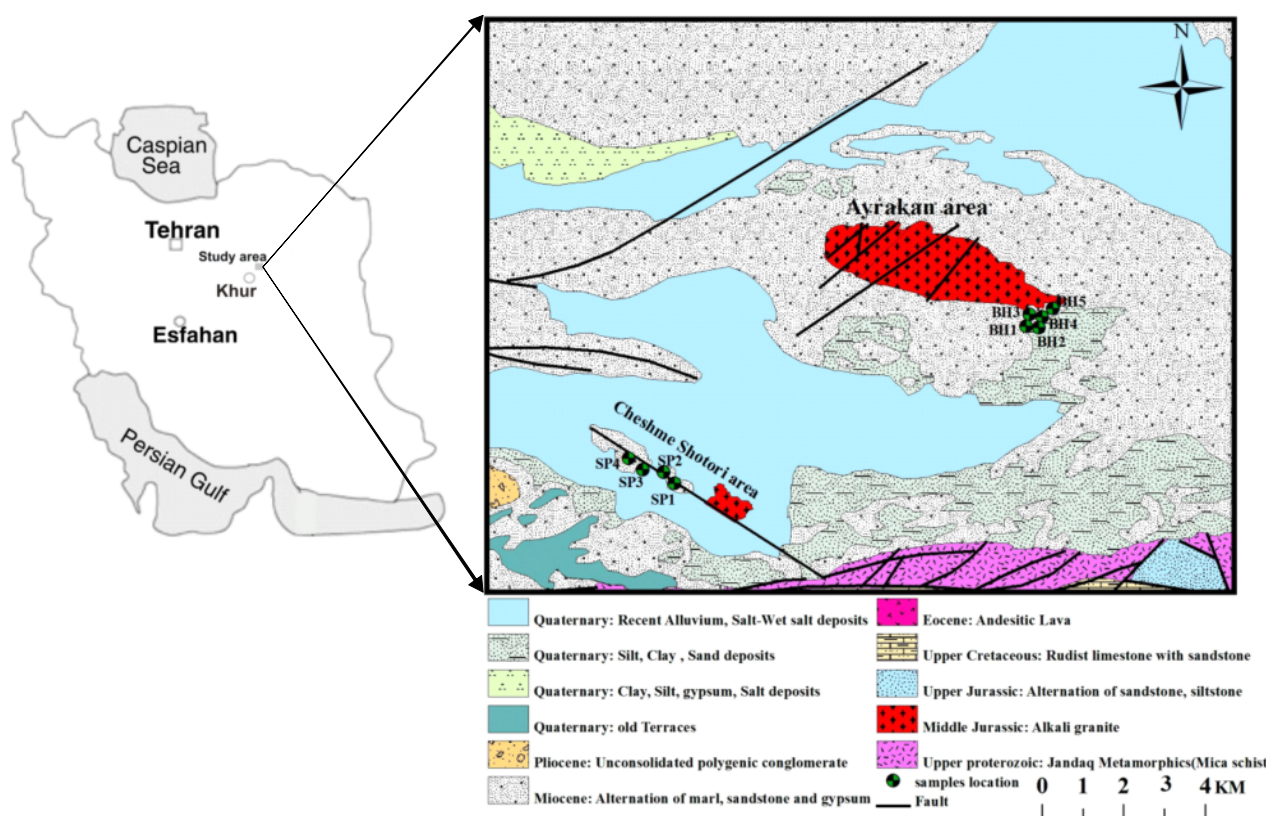
واژه های کلیدی: اورانیوم، عوامل همبافت ساز، مناطق آیرکان و چشمه شتری، شاخص اشباع، پیچیدگی، کانه زایی مخفی اورانیوم.

مقدمه

موجود در این مناطق تا $23 \mu Sv/h$ (سیورت = یکای دز معادل تابشی) موجب شد تا با بررسی های هیدروژئوشیمیایی اورانیوم، کانه زایی احتمالی اورانیوم در عمق بررسی شود. زیرا میزان مجاز دز محیطی برابر با $55 nSv/h$ است [۳]. تمرکز اورانیوم مناطق اورانیوم دار (Uraniferous) در آب های سطحی و آب های زیرزمینی به ترتیب $1-10 \mu g/l$ و $1-120 \mu g/l$ ، و در معادن اورنیوم $40-15 \mu g/l$ می باشد [۴-۱۰]. پراکندگی اولیه اورانیوم به مقدار زیادی وابسته به ویژگی های ژئوشیمیایی آن

مناطق چشمه شتری و آیرکان در شمال شرقی خور قرار دارند و از نظر جغرافیایی و ریخت شناسی در یک دشت کویری با دمای سالانه $(47-14^\circ C)$ و میزان بارندگی سالانه کمتر از $100 mm$ میلیمتر که در زمستان حالت باتلاقی دارد قرار گرفته اند (شکل ۱). بررسی های قبلی صورت گرفته مبنی بر احتمال کانه زایی اورانیوم در این مناطق [۱۰، ۱۲]، عدم کانه زایی اورانیوم در سطح و پرتوزایی بسیار بالای نمونه های آب و خاک

* نویسنده مسئول: تلفن: ۷۹۳۲۱۵۲ (۰۳۱۱)، نمابر: ۷۹۳۲۱۵۲ (۰۳۱۱)، پست الکترونیکی: mostafa_esmaili@yahoo.com



شکل ۱ نقشه‌ی زمین شناسی مناطق آیرکان و چشمه شتری (نقشه پایه از [۱۳]) و موقعیت نمونه‌برداری از گمانه‌های و چشمه‌های این مناطق.

شمال شرقی منطقه‌ی چشمه شتری واقع شده است. این گرانیت در آغاز به عنوان یک گرانیت گنیس با سن پروتروزوئیک فوقانی معرفی شد [۱۳-۱۵]، سپس باقری و استامفلی [۱۶] آن را شامل گرانیت گنیس درشت‌دانه، پرآلومین تا گرانیت میلونیتی، گرانیت پورفیری و آپلیت با سن کامبرین معرفی کردند که به وسیله‌ی یک گسل روراند از مجموعه دگرگونی جندق با سن پالئوزوئیک پسین جدا شده است. بهارزاده [۱۷] نشان داد که گرانیت آیرکان برخلاف نظر دیگران گرانیت گنیس نبود، بلکه یک گرانیت میلونیتی است که در طول یک زون برشی و زمین‌ساختی ظاهر شده است. وی سن این گرانیت را بر اساس بررسی‌های سن‌سنجی هوشمندزاده [۱۸]، با روش Rb-Sr، 168 ± 8 میلیون سال یعنی ژوراسیک میانی معرفی کرد. منطقه‌ی چشمه شتری نیز شامل چند برونزد کوچک از سازند سرخ بالائی با حالت تپه‌ای در راستای گسلی با روند شمال غربی- جنوب شرقی است. لیتولوژی این واحدها شامل ماسه، مارن، سیلت و رس‌های گچ‌دار است. رسوب‌های کواترنری نیز در حد فاصل منطقه چشمه شتری و گرانیت آیرکان قرار دارند [۲].

است. تمرکز، توزیع ثانویه و شیمی اورانیوم در آب‌های زیرزمینی وابسته به محتوای این عنصر در سنگ‌های خاستگاه یا رسوب‌های، مجاورت آب با سنگ‌های اورانیوم‌دار یا کانه‌ها، میزان تاثیرپذیری آب‌های زیرزمینی در برابر رقیق‌شدگی با آب‌های سطحی یا زیرسطحی (نیمه عمیق)، اثر آب و هوا، میزان pH و Eh آب، تمرکز عوامل همبافت‌ساز شامل کربنات، فسفات، فلورید، سولفات و سیلیکات و حضور مواد جاذب مانند مواد آلی، اکسی هیدروکسیدهای آهن، منگنز و رس‌ها [۱۰-۱۲] می‌باشد.

زمین‌شناسی

مناطق آیرکان و چشمه شتری در بخش شمال غربی ریزپهنه‌ی مرکزی-شرقی ایران (Central East Iranian Microplate) و در حاشیه‌ی جنوبی گسل کویر بزرگ واقع شده‌اند (شکل ۱). قدیمی‌ترین سنگ‌های این مناطق مربوط به مجموعه دگرگونی جندق با ترکیب گارنت میکاشیست و سن پروتروزوئیک پسین است [۱۳، ۱۴] که در بلوک‌های زمین‌ساختی با جهت شرقی - غربی در جنوب منطقه قرار دارند. گرانیت آیرکان نیز در بخش

روش بررسی

به منظور بررسی‌های هیدروژئوشیمیایی گستره‌های مورد نظر، نمونه‌هایی از آب ۵ گمانه در حاشیه‌ی گرانیته آیرکان و ۴ چشمه واقع در منطقه‌ی چشمه شتری و در فصل تابستان برداشت شد (شکل ۱). از هر نقطه دو نمونه انتخاب و برای جلوگیری از هرگونه آلودگی از بطری‌های پلی اتیلن کاملاً تمیز با ظرفیت ۱۰۰ میلی لیتر استفاده شد. یکی از این نمونه‌ها را به وسیله‌ی یک پمپ دستی از فیلتر $0.45\mu\text{m}$ عبور داده و برای جلوگیری از جذب سطحی کاتیون‌ها به وسیله دیواره بطری، با اسید نیتریک 0.1M مولار اسیدی کردیم ($\text{pH} < 2$) و نمونه‌ی دیگر نیز بدون تغییر، برای اندازه‌گیری آنیون‌ها و آلکالی جمع‌آوری شد. pH ، Eh ، دما، قابلیت هدایت الکتریکی (EC)، کل املاح محلول (TDS)، شوری (salinity) و اکسیژن محلول (DO) با دستگاه HACH multimeter قابل حمل در صحرا اندازه‌گیری شدند (جدول ۱). اندازه‌گیری غلظت آنیون‌های SO_4^{2-} ، CL^- ، F^- ، NO_3^- ، PO_4^{3-} (Dionex DX-120 ion chromatography using IonPac As14 column) و CO_3^{2-} و HCO_3^- به روش رادیومتری

(Radiometer Copenhagen PHM 82) در مرکز تحقیقات

سازمان زمین‌شناسی کشور صورت پذیرفت (جدول ۲). اندازه‌گیری غلظت کاتیون‌های Ca^{+2} ، Mg^{+2} ، Na^+ و K^+ ، عناصر اصلی (Al ، Fe ، Si)، فلزات سنگین (As ، Cd ، Cr ، Tl ، Ni ، Pb)، عناصر فرعی (Ba ، Ce ، Co ، Cs ، Be ، Cu ، Ga ، Ge ، Li ، Nb ، P ، Rb ، Mo ، Mn ، Rh ، Sb ، Sr ، Se ، Te ، Th ، U ، V ، W ، Y ، Zn ، Zr)، نیز به روش ICP-AES و ICP-MS در آزمایشگاه ACME کانادا انجام گرفت (جدول ۳). برای تشخیص میزان پرتوزایی در مناطق مورد بررسی از دستگاه دزیمر گاما استفاده شد. برآورد داده‌ها نیز با آنالیز خوشه‌ای، روش خوشه‌بندی سلسله مراتب پیوند کامل و با استفاده از نسخه‌ی ۱۸ نرم افزار PASW صورت گرفت که برای شاخص فاصله (شباهت‌ها) شاخص اقلیدسی در نظر گرفته شد و خروجی آن به صورت نمودار درختی (دندوگرام) مورد تفسیر قرار گرفت (شکل ۲). برای تعیین ضرایب همبستگی با توجه به اینکه داده‌ها پس از تبدیل لگاریتمی به توزیع نرمال نزدیک شدند، از روش پیرسون استفاده شد.

جدول ۱ نتایج اندازه‌گیری‌های صحرایی نمونه‌های آب گمانه‌های منطقه‌ی آیرکان و چشمه‌های منطقه‌ی چشمه شتری.

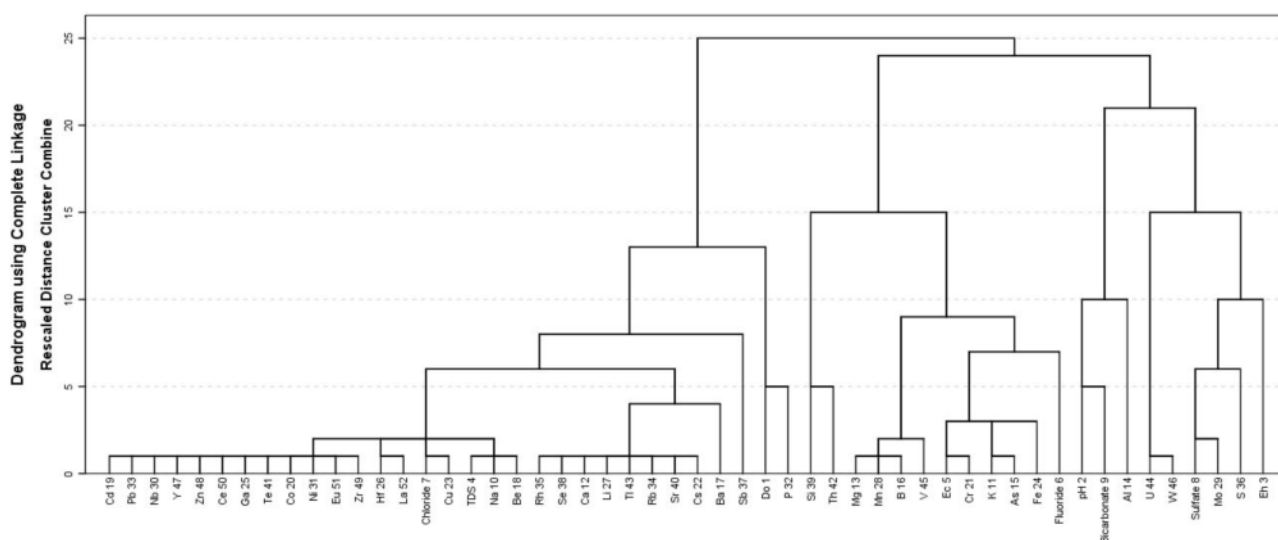
Sample No.	Type	Do(mg/l)	pH	Eh(mV)	TDS(ppt)	EC(ms)	T(°C)
BH1	گمانه	۰	۷/۲۹	۳۹۴/۱	۱۰۳/۹	۱۱۵/۲	۲۵
BH2	گمانه	۳/۷۸	۴/۸۹	۳۱۶/۶	۴۱۲/۶	۴۲۹/۱	۲۹
BH3	گمانه	۲/۱۸	۷/۵۴	۲۳۵	۷۱/۱۱	۷۱/۶۳	۳۰
BH4	گمانه	۵/۷۸	۷/۶۷	۷۶/۹	۹/۳۸	۱۰/۲۹	۲۵
BH5	گمانه	۳/۴۴	۶/۸۵	۳۰۱	۷/۳۶	۷/۵۵	۲۷
SP4	چشمه	۰/۳۶	۷/۰۸	۱۸۸	۱۷/۷۲	۴۰۰۰۰	۳۱/۳
SP3	چشمه	۰/۱۸	۶/۸۳	۱۰۶	۲۷/۸	۶۳۲۰۰	۳۰/۸
SP2	چشمه	۰/۱۳	۶/۷۵	۱۹۵	۳۳/۱	۷۴۷۰۰	۳۱/۵
SP1	چشمه	۰/۸۹	۷/۳۷	۲۱۶	۵۱/۶	۱۱۸۸۰۰	۱۸/۵

جدول ۲ نتایج آنالیز کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی نمونه‌های آب گمانه‌های مناطق آیرکان و چشمه‌های منطقه‌ی چشمه شتری (mg/l) LD : زیر حد تشخیص و ND : اندازه‌گیری نشده.

Sample No.	f^-	CL^-	SO_4^{2-}	PO_4^{3-}	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Na^+	K^+	Ca^{+2}	Mg^{+2}
BH1	۳/۱۶۸	۴۵۶۶۹/۵	۳۶۴۳	<0.05	$<\text{LD}$	۸۷/۸۳	۴۱۳۴۴/۸	۷۶/۰۲	۳۵۸۸	۸۰۴/۵
BH2	۲/۶۳۲	۲۳۴۲۵/۱	۲۹۵/۵	<0.05	$<\text{LD}$	ND	۱۳۴۵۱/۴	۱۵۷/۳	۲۳۴۶۵	۲۶۷/۶
BH3	۱/۹۴۳	۲۰۸۸۴/۵	۱۴۲۷	<0.05	$<\text{LD}$	۱۸۹/۶	۲۲۰۵۷/۱	۳۲/۲۳	۴۴۳	۲۹۴/۳
BH4	۰/۲۹۶	۲۶۴/۵	۱۱۴/۹	<0.05	$<\text{LD}$	۸۱/۲۲	۲۸۸۸	۹/۳۸۴	۱۱۷/۱	۴۱/۷۱
BH5	۰/۰۸۵	۷۶۷/۲	۴۷/۰۸	<0.05	$<\text{LD}$	ND	۷۸۶/۱	۱۵/۲۴	۵۵/۱	۱۲/۷۸
SP4	ND	۲۰۵۷۶	۹۱۳	<0.05	$<\text{LD}$	۱۵۸/۶	۵۳۰/۷	۱۱۲/۷	۱۰۵۸	۳۴۷/۱
SP3	۳/۴۹	۲۴۶۴۷	۷۳۷	<0.05	$<\text{LD}$	۱۴۰/۳	۵۲۰/۸	۱۶۶/۷	۲۵۹۱	۶۷۵/۶
SP2	۳/۰۱۹	۲۵۱۹۹	۸۵۷	<0.05	$<\text{LD}$	۱۴۰/۳	۶۳۸۹	۲۰۵/۱	۳۲۲۷	۱۳۱۲
SP1	۳/۵۲۷	۲۷۸۲۱	۴۵۳	<0.05	$<\text{LD}$	۳۷/۲	۱۰۹۴۸/۴	۴۰۰/۷	۸۵۷۵	۲۲۷۷

جدول ۳ نتایج آنالیز عناصر اصلی، سنگین و ردیاب نمونه‌های آب گمانه‌های منطقه‌ی آیرکان و چشمه‌های منطقه‌ی چشمه شتری (تمامی عناصر $\mu\text{g/l}$ به جز S، mg/l).

Sample No.	Al	As	B	Ba	Be	Cd	Co	Ce	Cr	Cs	Cu	Fe	Ga	Ge	Hf	Li	Mn	Mo	Nb
BH1	۷	۶/۱	۳۸۷۳	۲۳/۲	۶/۱۳	۱/۹۶	۵/۱۸	۰/۰۳	۶	۰/۳۹	۲۴	۸	۰/۱۶	۴/۹۱	۰/۰۵	۵۴۶	۹۹۱	۹۲/۸	۰/۴۶
BH2	۲۲	۱۲۷	۹۵۴۳	۲۱۸	۱۴/۹	۱۱۵	۵۷/۴	۵/۵۶	۳	۳۸/۹	۱۰۰	۱۲۹۲۰	۱/۶۸	۴۸/۱	۰/۲۷	۵۵۲۱	۷۴۰۶	۵/۵	۱۳/۶
BH3	۰/۸	۰/۴	۱۹۵۲	۱۰۸	۱/۷۹	۰/۱۴	۱/۰۴	۰/۰۱	۴	۱/۸۱	۶/۹	۸	۰/۰۴	۱/۲۷	۰/۰۳	۱۷۲	۲۳۴	۷/۸	۰/۱۹
BH4	۰/۸	۱/۳	۵۶۷	۱۳۰	۰/۳۶	۰/۸۳	۰/۲۵	۰/۰۰۸	۱	۰/۳۵	۵/۲	۸	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۱	۱۳/۹	۲/۱۲	۲۲	۰/۰۴
BH5	۴۶	۲	۲۶۸	۷۲/۲	۰/۰۴	۰/۷۱	۱/۰۶	۰/۲	۲	۰/۱۶	۴/۲	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۱	۲/۲	۱۹۰	۱/۱	۰/۰۱
SP4	۵۵/۹۸	۹۵/۱۶	۲۹۹۴	۸۱/۹	۳/۸۹	۰/۰۴	۰/۵۸	۰/۰۰۷	۱۶/۱۹	۴/۷۴	۱۳/۹۹	۷۰۲۹	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۱	۵۰۵/۷	۱۲۳۷	۱۵/۵۹	۰/۰۳
SP3	۶۰/۹۸	۱۵۸/۸	۳۹۹۳	۸۹/۶۲	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۱۵	۰/۰۳	۱۷/۹۹	۹/۰۹	۳۱/۵۹	۱۴۳۴۷/۸	۰/۱۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۷۶۲/۴	۲۸۰۴	۱۰/۹	۰/۰۷
SP2	۲۸/۰۱	۲۷۹/۶	۴۳۸۷	۷۳/۱۹	۰/۰۴	۰/۰۴	۱/۰۷	۰/۰۸	۱۹/۸۱	۱۰/۳	۱۲/۶۱	۲۱۳۶۶/۹	۰/۱۳	۰/۰۹	۰/۱	۹۵۲	۳۲۹۴	۱۱/۶۱	۰/۱۸
SP1	۴۰/۰۱	۳۴۹/۵	۸۰۵۷	۱۲۳/۱	۱/۷۲	۰/۰۴	۱/۹۲	۰/۱۱	۲۳/۱	۲۰/۷۷	۲۰/۱	۱۷۱۲۷/۴	۰/۱۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۱۵۴۱	۹۰۰۳	۹/۵۰	۰/۰۶
Sample No.	Ni	P	Pb	Rb	Rh	S	Sb	Se	Si	Sr	Te	Th	Tl	U	V	W	Y	Zn	Zr
BH1	۶۳/۶	۲۴۰	۸/۱	۱۴۴	۲/۱	۱۱۸۱	۳/۰۶	۱۱۲	۲۸۳۶	۶۴۳۰۰	۵/۴۸	۰/۰۴	۰/۷۴	۴/۷۳	۱۱۳	۵۴/۲	۰/۳۶	۱۲۸	۰/۲
BH2	۵۳۶	۲۶۵۹	۳۲۴۸	۶۵۹	۱۸/۵	۴۲/۸	۵/۲۳	۱۳۵۲	۱۵۶۴	۴۰۲۰۰۰	۱۴۶	۰/۱	۴۹/۶	۰/۲۵	۱۳۱	۰/۵۷	۲۳/۷	۷۴۹۵	۲/۰۵
BH3	۱۲/۴	۱۴۵۴	۲/۵	۸۸/۳	۰/۸۱	۶۳/۸	۲/۱۳	۲۳	۱۰۸۵۹	۲۸۷۰۰	۱/۴۷	۰/۰۴	۰/۰۰۸	۲۵/۵	۵۲/۲	۱۴۷	۰/۱۷	۲۳/۵	۰/۲
BH4	۵/۲	۹۹۶	۰/۸	۱۳/۷	۰/۱	۶۹/۸	۳/۲۷	۲۲	۵۵۳۹	۴۶۵۰	۰/۴۱	۰/۰۴	۰/۴۴	۵/۸۳	۱۵/۵	۳/۱۹	۰/۰۵	۱۲/۷	۰/۱۲
BH5	۶/۶	۲۸۶۴	۷۰/۱	۶/۸۴	۰/۰۲	۳۱/۳	۲/۷۳	۱/۵	۲۷۴۰	۱۶۰۰	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۱۴	۰/۵۵	۹	۴/۹۵	۰/۲۴	۹۲/۸	۰/۳۳
SP4	۰/۱۵	۵۸۸/۸	۱/۷	۱۱۲/۹	۱/۰۸	۶۶۲/۷	۵/۸۸	۷۸/۹۷	۱۱۳۲۵/۴	۵۵۴۴۳/۶	۱/۰۱	۰/۳۱	۲/۹۶	۵/۲۴	۵۸/۸۸	۰/۲۳	۰/۵۹	۴۲/۰۸	۰/۰۱۵
SP3	۰/۱۵	۳۷۱/۹	۵/۵۸	۱۶۹/۱	۲/۷۶	۶۸۴/۸	۳/۰۸	۱۸۶/۳	۱۰۸۳۰/۹	۹۶۴۹۵/۲	۵/۶۲	۰/۳۵	۵/۸۵	۳/۷۵	۷۰/۶۸	۰/۲۵	۱/۱۴	۱۳۱/۴	۰/۰۱۵
SP2	۰/۱۵	۴۳۹/۲	۱۲/۷۱	۱۹۲	۳/۱۱	۸۹۴/۵	۲/۴۹	۲۲۵۹	۱۱۱۳۶/۸	۱۰۹۷۹۸	۷/۰۳	۰/۲۸	۵/۶۸	۳/۰۵	۱۰۰/۱	۰/۲۵	۰/۸۲	۱۲۷	۰/۰۱۵
SP1	۰/۱۵	۴۳۶/۱	۰/۷	۳۷۶/۷	۶/۲۵	۷۶۷/۱	۳/۱۸	۵۲۸/۶	۷۰۱۸	۲۳۲۸۲۳	۱۴/۰۴	۰/۰۹	۱۵/۸۸	۳/۰۱	۱۸۳/۳	۰/۱۴	۰/۹۲	۲۹۳/۳	۰/۰۴



شکل ۲ نمودار درختی آنالیز خوشه‌ای نمونه‌های آب گمانه‌های منطقه‌ی آیرکان و چشمه‌های منطقه‌ی چشمه شتری.

بحث

آنالیز خوشه‌ای

آنالیز نمونه‌های آب زیرزمینی نشان دهنده‌ی حضور اورانیوم با عیار نسبتاً بالا در نمونه‌های آب‌های زیرزمینی مناطق آیرکان و چشمه شتری ($0.25-2.5 \mu\text{g/l}$) است (جدول ۳). طبق این نمودار اورانیوم و تنگستن با ضریب تشابه بالا به هم متصل شده‌اند که بیانگر خاستگاه مشترک این دو عنصر و احتمالاً حمل در آب با عوامل همبافت‌ساز مشابه است، چند دلیل برای این ضریب تشابه بسیار بالا وجود دارد:

الف) فلز تنگستن نیز همانند اورانیوم به صورت ترکیب‌های ۴ یا ۶ ظرفیتی ظاهر می‌شود که همچون اورانیوم نوع ۶ ظرفیتی آن فراوانی بیشتری نسبت به ۴ ظرفیتی داشته و مهم‌ترین گونه‌ی اکسیدی تنگستن در محیط‌های آبگون دمای پایین است [۱۹]، عوامل مشترک همبافت‌ساز مانند همبافت‌های کربناتی و فلوریدی در حمل تنگستن همانند اورانیوم دارای اهمیت‌اند [۲۰-۲۳].

با فاصله‌ای بیشتر (ضریب تشابه کمتر) نسبت به اورانیوم، بی‌کربنات، سیلیس، یون فلورید و گوگرد قرار گرفته‌اند که از جمله فرایندهای اصلی در انحلال، تحرک و انتقال اورانیوم در محیط‌های آبدار دما پایین‌اند [۶، ۲۴، ۲۵]. محاسبه‌ی ضرایب همبستگی میان پارامترهای مختلف اندازه‌گیری شده (جدول ۴) نشان می‌دهد که ضریب همبستگی اورانیوم با کاتیون‌ها، آنیون‌ها و سایر پارامترهای صحرایی دیگر بین ۰.۳۹- تا ۰.۹۳ است. تقریباً مواردی که ضریب تشابه بالایی در نمودار

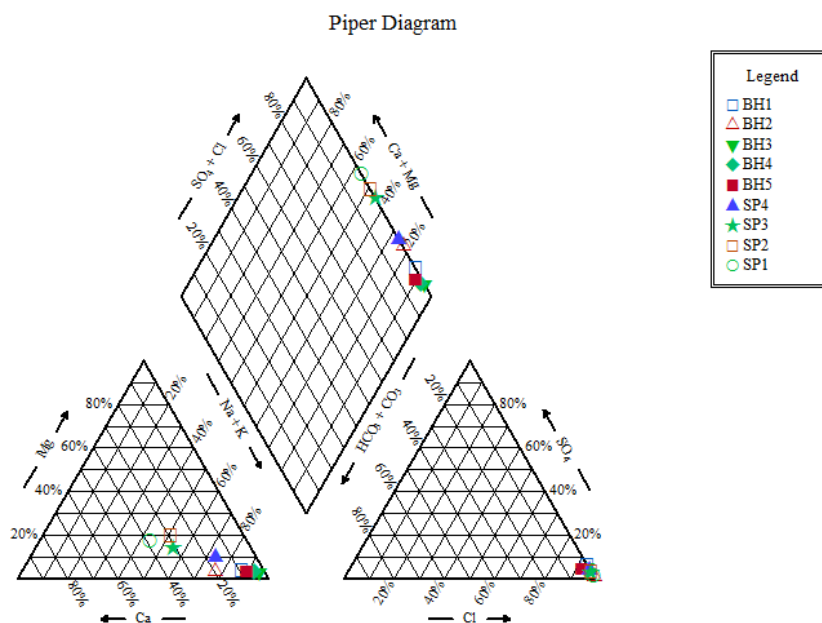
درختی با اورانیوم نشان می‌دهند همبستگی بالایی نیز با اورانیوم دارند، بیشترین همبستگی نیز بین U و W وجود دارد (۰.۹۳) که نشان می‌دهد خاستگاه و عامل انتقال آنها در آب مشابه بوده است.

هیدرووشیمی

در نمونه‌های آنالیز شده کاتیون‌های غالب به ترتیب $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ و آنیون‌های غالب $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$ به دست آمد (جدول ۲). برای تعیین نوع آب نمونه‌های موجود، نمودار پای‌پر بر اساس میزان اشباع شدگی یون‌های اصلی ترسیم شد. بر این اساس نوع آب‌ها همگی در رده‌ی آب‌های کلراته سدیک (Na-Cl) و رخساره‌ی توسعه یافته قرار دارند (شکل ۳). مهم‌ترین عامل این موضوع با توجه به لیتولوژی منطقه و مسیر احتمالی جریان سطحی و زیرزمینی عبور جریان آب از بخش‌های تبخیری و ارتباط هیدروژئولوژیکی با کفه‌های نمکی موجود در دشت است. بررسی هیدروژئولوژیکی منطقه، توده‌ی گرانیته را به عنوان یکی از مهم‌ترین زون‌های تغذیه نشان می‌دهد که آب ناشی از بارش پس از هوازدهی گرانیته و انحلال کانی‌ها در عمق کم، نهایتاً به جریان عمومی زیرزمینی می‌پیوندد. با توجه به ترکیب شیمیایی یون‌ها و عناصر محلول احتمالاً آب در طول مسیر جریان سبب انحلال کانی‌هایی مانند هالیت (NaCl)، سیلویت (KCl)، آهک (CaCO_3)، دولومیت ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) و اندیریت (CaSO_4)، شده است.

جدول ۴ محاسبه‌ی ضرایب همبستگی میان پارامترهای شیمیایی مختلف اندازه‌گیری شده در نمونه‌های آب گمانه‌های منطقه‌ی آیرکان و چشمه‌های منطقه‌ی چشمه شتری.

همبستگی منفی		همبستگی مثبت		عنصر	دامنه همبستگی
Eh-F ⁻ -Mo-P-TDS		DO		U	$\pm < 0.1$
Na ⁺ -Be-Cr-Th-V				U	$\pm 0.1 - \pm 0.2$
Ec-Cl--SO ₄ ²⁻ -K ⁺ -Mg ²⁺ -As-B- Cd-Co-Cu-Ga-Ge-Hf-Nb-Ni Pb-Rb-Rh-Sb-Te-Y-Zn-Zr-Ce-Eu-La		PH		U	$\pm 0.2 - \pm 0.3$
Ca ²⁺ -Al-Cs-Fe-Li-Mn-Se-Sr-Tl		S		U	$\pm 0.3 - \pm 0.4$
		Si-HCO ₃ ⁻		U	$\pm 0.4 - \pm 0.5$
		W		U	$\pm 0.9 - 1$

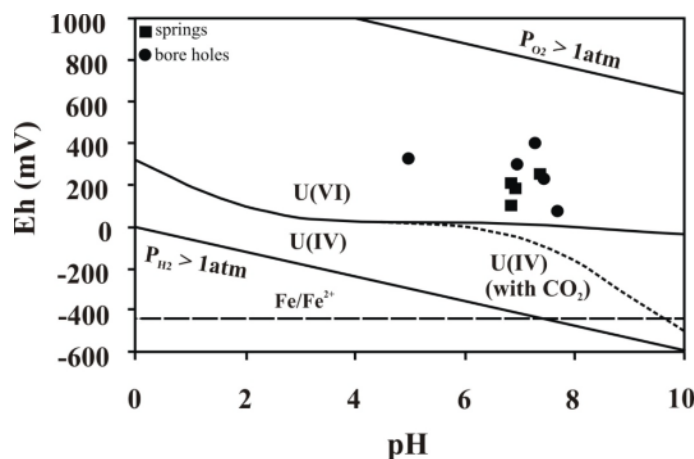


شکل ۳ نمودار پای پر نمونه‌های آب گمانه‌های منطقه آیرکان و چشمه‌های منطقه‌ی چشمه شتری..

هیدروژئوشیمی اورانیوم

اورانیوم با ظرفیت‌های ۴، ۵، ۶ و ۷ (UO_2^{2+})، UO_2^+ و UO_2^{2+}) در طبیعت حضور دارد که در محیط‌های آبدار فقط $U(IV)$ و $U(VI)$ گونه‌های پایدار اورانیوم هستند [۵، ۲۶]. در آب‌های اکسیدی زیرسطحی ($Eh > 200$ mV)، $U(VI)$ به صورت یون‌های اورانیل (UO_2^{2+}) که همبافت‌های گوناگونی را به صورت تابعی از pH تشکیل می‌دهد؛ یافت می‌شود. در مقابل $U(IV)$ به دلیل انحلال و تحرک بسیار پایین کمترین فراوانی را در محیط‌های آبگون اکسیدی داشته و بیشترین فراوانی را در محیط‌های آبگون احیایی ($Eh < 200$ mV) نشان می‌دهد [۶، ۲۷]. چنان‌که شکل ۴ نشان می‌دهد، اورانیوم محلول در نمونه

آب‌های مورد بررسی در گستره‌ی $U(VI)$ قرار دارد. با ایجاد شرایط اکسیدی در یک سیستم سنگ/آب $U(IV)$ ناپایدار و به $U(VI)$ اکسید می‌شود، به گونه‌ای که اورانیوم همراه با آب‌های اکسیدی از سنگ خارج شده و U^{4+} نامحلول به یون اورانیل محلول UO_2^{2+} تبدیل و انواع مختلفی از همبافت‌های یونی اورانیل را بسته به ژئوشیمی آب، شکل می‌دهد. انحلال‌پذیری اورانیل با همبافت‌سازی آنیون‌ها و لیگاندهای موجود در آب (در آب‌های طبیعی اغلب کربنات است) افزایش یافته و همبافت‌سازی و واکنش‌های اکسایشی و کاهش‌ی از مهمترین عوامل کنترل کننده‌ی تحرک اورانیوم در محیط‌اند [۱۰، ۲۵-۲۹].



شکل ۴ نمودار Eh/pH نشان دهنده‌ی مرز بین $U(IV)$ و $U(VI)$ ، با حضور CO_2 ۱ bar و بدون حضور CO_2 [۲۷].

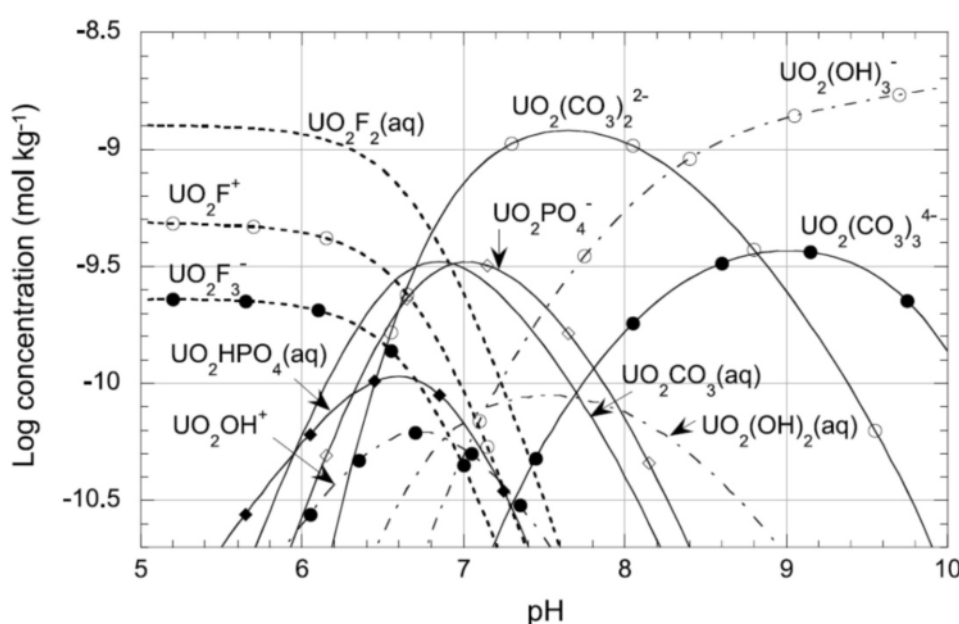
همبافت‌های اورانیوم در محیط‌های آبی دما پایین

تمرکز بالای اورانیوم در آب‌های سطحی و زیرزمینی اغلب به وسیله‌ی عوامل همبافت‌ساز کنترل می‌شود [۳۰]. در بین لیگاندهای معمول در آب‌های زیرزمینی بیشترین عوامل همبافت‌ساز با اورانیل، یون‌های فلورید، فسفات و کربنات به ترتیب در شرایط اسیدی، نزدیک به خنثی و قلیایی هستند [۱۰]. همبافت‌های فلوریدی اورانیل در آب‌های زیرزمینی با $\text{pH} < 7$ ، همبافت‌های فسفاتی در pH ‌های خنثی تا کمی اسیدی (در آب‌های زیرزمینی با ۰/۱ ppm فسفات) و همبافت‌های کربناتی در $\text{pH} > 7$ دارای اهمیت هستند [۴، ۱۰، ۳۱-۳۳]. بر اساس شکل ۵ و با توجه به غلظت آنیون‌های یاد شده، ضریب تشابه و همبستگی بالای اورانیوم با بی‌کربنات، غلظت پایین یون کربنات و فسفات و دامنه‌ی pH نمونه‌های آب (۴/۸۹-۷/۶۷) محتمل‌ترین عامل همبافت‌ساز با اورانیوم در آب‌های زیرزمینی مناطق مورد بررسی یون بی‌کربنات بوده و تشکیل همبافت‌های کربناتی اورانیل عامل تحرک و انتقال اورانیوم U(VI) است.

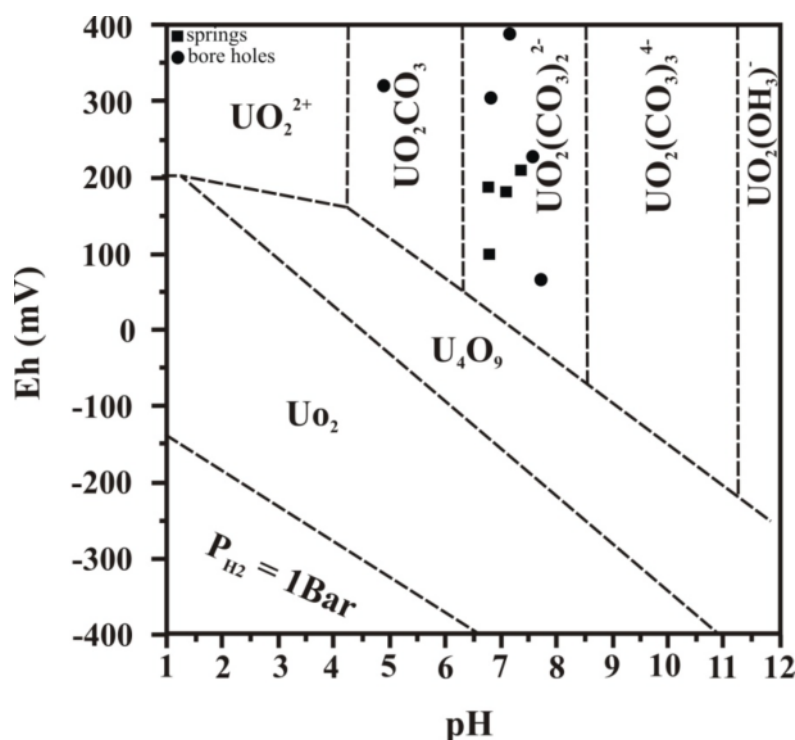
همبافت‌های کربناتی اورانیوم

براساس دیدگاه لانگمویر [۱۰]، در شرایط اکسایشی و در pH ‌های خنثی و قلیایی، مهمترین گونه‌ها یون اورانیل و همبافت‌های کربناتی اورانیل‌اند، زیرا اورانیل (UO_2^{2+}) موجود در محلول می‌تواند آبکافت شده (Hydrolyze) و در حضور

یون‌های کربناتی، همبافت‌های گوناگونی را به وجود آورد [۲۸، ۳۴، ۳۵]. بنابراین در pH خنثی و قلیایی مقدار قابل توجهی از اورانیوم باقیمانده در فاز آبدار به صورت همبافت‌های کربناتی است [۳۶]. کربنات و بی‌کربنات آنیون‌های معمول در آب زیرزمینی هستند [۲۵] و با اکسایش کربن آلی ایجاد می‌شوند [۳۷]. همچنین افزایش تمرکز کربنات‌های محلول در آب زیرزمینی ممکن است ناشی از انحلال دولومیت باشد که به محلول‌های آبگین اجازه تشکیل همبافت‌های کربناتی اورانیل را می‌دهد [۳۸، ۳۹]. در حضور یون‌های کربناتی و زمانی که تمرکز اورانیل از تمرکز کربنات بیشتر نباشد، اورانیل (UO_2^{2+}) همبافت‌های قوی با این یون‌ها شامل: $\text{UO}_2(\text{CO}_3)$ ، $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$ و $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$ در $\text{pH} > 6.5$ شکل داده و به شدت انحلال‌پذیری U(VI) در آب افزایش می‌یابد [۲۶، ۲۹، ۳۶، ۴۰]. در pH ‌های نزدیک ۷، توزیع گونه‌های اورانیل نشان می‌دهد که $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$ و $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$ همبافت‌های اصلی هستند [۳۵، ۴۱-۴۳]. شکل ۶ نشان می‌دهد که همبافت $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$ پایدارترین حالت اورانیوم در pH بین ۷ و ۸ در محیط اکسایشی است [۵] و تمامی نمونه‌های آب‌های زیرزمینی مناطق مورد بررسی نیز (به جز نمونه‌ی BH2) در گستره‌ی مربوطه این همبافت قرار می‌گیرند که حاصل واکنش اورانیل و یون بی‌کربنات به صورت رابطه‌ی زیر است [۲۶]:

$$\text{UO}_2^{2+}(\text{aq}) + 2\text{HCO}_3^{-}(\text{aq}) \rightarrow [\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2]^{2-}(\text{aq}) + 2\text{H}^{+}(\text{aq})$$


شکل ۵ همبافت‌های اورانیوم در محیط‌های آبی تحت شرایط اکسایشی با حضور $\text{HCO}_3^{-} = 150 \text{ ppm}$ [۴].



شکل ۶ نمودار Eh/pH گونه‌های محلول در آب و فازهای جامد سیستم U-O₂-C-H₂O در دمای (°C) ۲۵ و [۵] U = ۱.۳×۱۰^{-۸} M, C = ۲.۳×۱۰^{-۳} M.

نشان می‌دهد که آب از کانه‌ی مورد نظر فوق اشباع است [۴]. [۴۵-۴۷]. آرتور و همکاران [۴] و تالهات و بیکیر [۴۵] با استفاده از شاخص اشباع در پی‌جویی کانسارهای اورانیوم دریافتند که این روش قابل اطمینان‌تر از استفاده از عناصر ردیاب است.

در بررسی کانه‌زایی احتمالی در مناطق مورد بررسی، برای محاسبه‌ی شاخص اشباع تعدادی از کانه‌های اورانیوم شامل پیچبلند، اورانینیت، اورانوفان، کوفینیت و Schoepite در نمونه‌های آب برداشت شده، از نسخه ۲.۱۵ نرم‌افزار PHREEQC استفاده شد. بنابر جدول ۵ و شکل ۷، پیچبلند در تمامی نمونه‌ها، کوفینیت در نمونه‌های SP1، SP2، SP3 و BH2، اورانوفان در نمونه‌های SP1 و BH2، Schoepite در نمونه‌ی BH2 و اورانینیت در نمونه‌ی SP1 اشباع شدگی مثبت نشان می‌دهند که احتمالاً به دلایلی همانند سرعت بالای آب در سطح و فراهم نبودن عوامل موثر در ته‌نشست این کانه‌ها به‌خصوص وجود شرایط احیایی، در سطح ته‌نشست نداشته‌اند. اشباع‌شدگی بالای پیچبلند در آب گمانه‌ها و به خصوص چشمه‌ها می‌تواند بیان‌کننده‌ی وجود کانه‌زایی احتمالی اورانیوم در عمق باشد. تالهات و بیکیر [۴۵] در

شاخص‌های اشباع کانه‌های اورانیوم (SI)

حالت تعادل یا عدم تعادل میان آب زیرزمینی و فاز کانی، در نهشته‌های آبخوان از طریق شاخص اشباع^۱ (SI) بررسی می‌شود که مقدار آن، تنها یک شاخص از روند ترمودینامیکی محلول آب زیرزمینی برای انحلال، رسوب یا تعادل بوده و به سادگی پتانسیل واکنش بین آب و جامدهای گوناگون را نشان می‌دهد و به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\text{Saturation index} = \frac{\text{ion activity product (K}_{\text{IAP}}\text{)}}{\text{solubility product (K}_{\text{SP}}\text{)}}$$

K_{IAP} را حاصلضرب فعالیت یونی می‌نامند و از ضرب فعالیت یونی اندازه‌گیری شده یون‌ها در محلول به دست می‌آید. این نسبت در واقع ثابت غیرتعادلی واکنش است. K_{SP} را حاصلضرب حلالیت می‌گویند که از نظر تجربی با استفاده از قوانین ترمودینامیک تعیین شده و برای یک واکنش ثابت است [۴۴]. مقادیر منفی SI نشان دهنده‌ی پتانسیل ترمودینامیکی برای انحلال کانه بوده و در این حالت، نمونه‌ی مورد بررسی از نظر تئوری قادر به انحلال کانه‌ی مورد نظر است. مقادیر برابر صفر نشان دهنده‌ی تعادل میان آب و کانه است و مقادیر مثبت

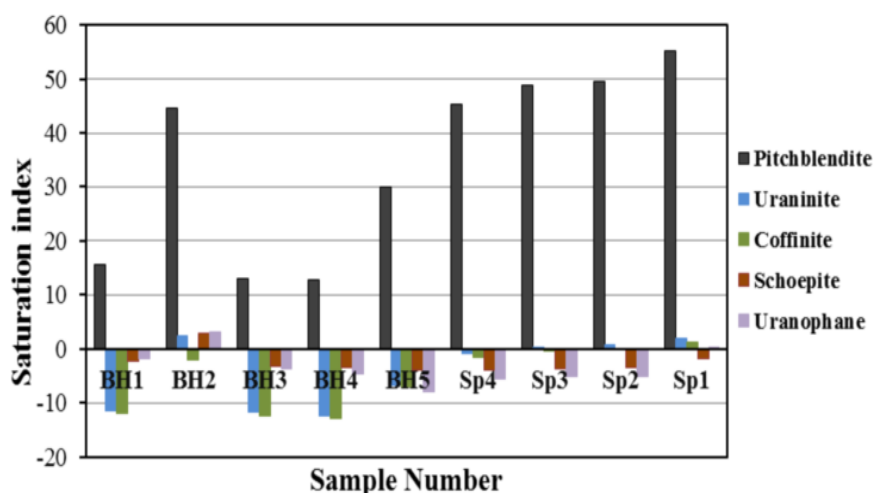
1- Saturation index

اورانیوم و کانسارهای اورانیوم و تشخیص کانه‌زایی مخفی اورانیوم است و مقادیر SI مساوی یا بیشتر از صفر اجازه‌ی تعیین حدود منطقه‌ی کانه‌زایی را می‌دهد و چون شاخص اشباع شدگی کانه‌های اورانیوم به شدت وابسته به Eh است، هر دو پارامتر SI و Eh مانند عناصر ردیاب می‌توانند برای شناسایی کانسارهای مخفی اورانیوم استفاده شوند [۴۵-۴۹]. از آنجاکه در مناطق مورد بررسی کانه‌زایی در سطح دیده نمی‌شود، پس وجود کانه‌زایی مخفی اورانیوم (کانسار اورانیوم) در عمق متصور است. بر اساس بررسی‌های هیدروژئوشیمیایی هر دو منطقه، آب‌های زیرزمینی اشباع شدگی بالایی از پیچبلند نشان می‌دهند که به دلیل کاهش بیشتر Eh در چشمه‌های منطقه‌ی چشمه‌ی شتری این اشباع شدگی در این منطقه بیشتر است (شکل‌های ۷ و ۸)، لذا وجود کانه‌زایی احتمالی در حد فاصل گرانت آیرکان و در نزدیکی منطقه چشمه شتری به نظر می‌رسد.

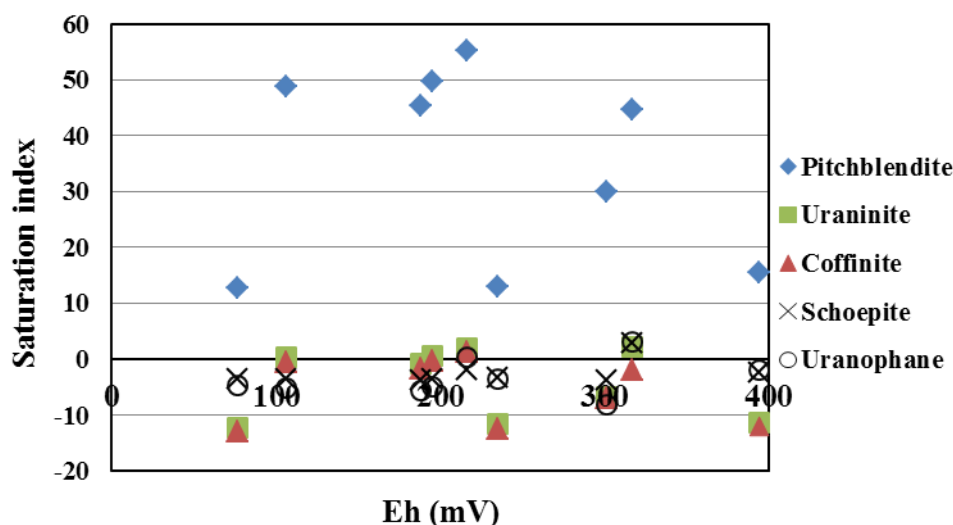
پژوهش خود پیرامون محاسبه‌ی شاخص‌های اشباع کانه‌های اورانیوم در نمونه‌های آب زیرزمینی چندین کانسار اورانیوم، اشباع شدگی مثبت کانه‌های اورانیوم در برخی از این کانسارها را به دلیل سرعت کم جریان آب دانسته و به عقیده آنها سرعت مناسب آب اجازه‌ی تعادل پایا میان کانه‌های اورانیوم و آب‌های زیرزمینی را داده است [۴۵]. این بدان معنا است که در واقع، نفوذپذیری بیشتر به وسیله‌ی جریان در خلل و فرج و نه شکستگی‌ها کنترل شده و آب‌های زیرزمینی، زمان کافی برای تماس با کانه‌زایی‌های اصلی را داشته و در نتیجه اشباع شدگی مثبت از کانه‌های اورانیوم را نشان می‌دهند. این مطلب به دلیل اشباع شدگی مثبت پیچبلند در مورد مناطق مورد بررسی نیز به خوبی همخوانی دارد؛ زیرا پرتو زایی بسیار بالای نمونه‌های آب و خاک منطقه‌ی چشمه شتری ($23 \mu\text{Sv/h}$) نیز می‌تواند دلیلی بر حضور کانه‌زایی در عمق باشد. شاخص اشباع (SI) یک عامل پیش‌بینی کننده‌ی قابل اطمینان در حضور کانه‌های

جدول ۵ میزان اورانیوم محلول و شاخص‌های اشباع کانه‌های پیچبلند، اورانینیت، اورانوفان، کوفینیت و Schoepite.

Sample No.	اورانیوم (ppb)	شاخص اشباع اورانینیت محلول	شاخص اشباع پیچبلند	شاخص اشباع اورانوفان	شاخص اشباع کوفینیت	شاخص اشباع Schoepite
BH1	۴/۷۳	-۱۱/۹۷	۱۵/۵۶	-۱/۹۰	-۱۱/۴۳	-۲/۳۸
BH2	۰/۲۵	-۲/۰۴	۴۴/۶۰	۳/۱۷	۲/۳۲	۲/۸۱
BH3	۲۵/۵	-۱۲/۵۳	۱۲/۹۴	-۳/۶۴	-۱۱/۶۴	-۳/۲۸
BH4	۵/۸۳	-۱۲/۸۷	۱۲/۸۷	-۴/۷۲	-۱۲/۳۲	-۳/۴۹
BH5	۰/۵۵	-۷/۰۵	۲۹/۹۶	-۸/۰۲	-۶/۸۴	-۳/۸۵
SP4	۵/۲۴	-۱/۶۳	۴۵/۴۲	-۵/۴۹	-۰/۷۸	-۳/۸۶
SP3	۳/۷۵	-۰/۵۰	۴۸/۹۰	-۵/۱۱	۰/۳۵	-۳/۶۳
SP2	۳/۰۵	-۰/۲۱	۴۹/۶۳	-۵/۰۲	۰/۶۶	-۳/۵۶
SP1	۳/۰۱	۱/۲۲	۵۵/۱۳	۰/۳۱	۲	-۱/۸۲



شکل ۷ نمودار شاخص‌های اشباع کانه‌های پیچبلند، اورانینیت، اورانوفان، کوفینیت و Schoepite.



شکل ۸. نمودار شاخص اشباع نسبت به Eh برای کانه‌های پیچبلند، اورانینیت، اورانوفان، کوفینیت و Schoepite.

برداشت

ژئوشیمی، اسیدی بودن و شرایط اکسایش و کاهش آب‌های زیرزمینی مناطق آیرکان و چشمه‌ی شتری نشان دهنده‌ی حضور اورانیوم به‌صورت U(VI) در این آب‌هاست. ضریب تشابه بالای یون بی‌کربنات با اورانیوم براساس آنالیز خوشه‌ای، همبستگی بالای این یون با اورانیوم، میزان اسیدی بودن و به طور کلی ژئوشیمی آب‌های زیرزمینی مناطق مورد بررسی نشان دهنده‌ی نقش این یون به عنوان عامل همبافت‌ساز با اورانیوم است که با تشکیل همبافت $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$ انحلال و تحرک اورانیوم را در این آب‌های افزایش داده است. تشکیل همبافت کربناتی اورانیل و وجود شرایط اکسایشی در آب‌های زیرزمینی مناطق مورد بررسی انحلال کانه‌های اورانیوم و فوق اشباع شدن این آب‌ها را از برخی کانه‌های اورانیوم و به خصوص پیچبلند، موجب شده که نشان دهنده احتمال وجود کانه‌زایی مخفی اورانیوم در مسیر جریان آب زیرزمینی است. شاخص اشباع (SI) مثبت یک پیش‌بینی کننده قابل اطمینان در تشخیص کانه‌زایی‌ها و کانسارهای مخفی اورانیوم بوده و مقادیر شاخص اشباع مساوی یا بیش از صفر بیان کننده‌ی احتمال حضور کانه‌زایی در مسیر جریان آب‌های زیرزمینی است. اشباع شدگی بالای پیچبلند در آب‌های زیرزمینی مناطق مورد بررسی نشان دهنده‌ی سرعت مناسب آب‌های زیرزمینی برای تعادل پایا با کانه‌های اورانیوم در عمق بوده و این به آن معنا است که در حقیقت نفوذپذیری بیشتر به وسیله‌ی جریان در خلل و فرج کنترل شده و آب‌های زیرزمینی زمان کافی

برای تماس با کانه‌زایی مخفی و احتمالی اورانیوم را در حد فاصل گرانیات آیرکان و چشمه‌ی شتری داشته‌اند. با توجه به تمامی شواهد یادشده و عدم وجود کانه‌زایی اورانیوم در سطح، انجام حفاری پیشاهنگ برای بررسی‌های دقیق‌تر در حدفاصل مناطق مورد بررسی پیشنهاد می‌شود.

مراجع

- [۱] معاونت مواد اولیه و سوخت واحد اکتشاف و استخراج سازمان انرژی اتمی، "نتایج عملیات اکتشافی در منطقه عروسان-جندق"، گزارش داخلی سازمان انرژی اتمی، (۱۳۷۱) ۶۰ ص.
- [۲] معاونت مواد اولیه و سوخت واحد اکتشاف و استخراج سازمان انرژی اتمی، "گزارش مقدماتی زمین شناسی منطقه کوه آیرکان (شمال شرق عروسان) و شناسایی ناحیه جندق-عروسان در رابطه با مواد رادیواکتیو"، گزارش داخلی سازمان انرژی اتمی، (۱۳۶۰) ۴۵ ص.
- [3] Herman C., Thomas E. J., "Introduction to health physics", McGraw-Hill Medical, New York, (2009) 864.
- [4] Arthur R. C., Iwatsuki T., Sasao E., Metcalfe R., Amano K., Ota K., "Geochemical constraints on the origin and stability of the Tono Uranium Deposit, Japan", Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis 6 (2006) 33-48.
- [5] Gomez P., Garralon A., Buil B., Turrero Ma.J., Sanchez L., de la Cruz B., "Modeling of geochemical processes related to uranium mobilization in the groundwater of a uranium

- relationships and tectonic implications*", Tectonophysics 451 (2008) 123–155.
- [۱۷] بهارزاده ح.، "مطالعه پترولوژی گرانیت آیرکان (شمال شرق استان اصفهان)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۷) ۱۱۴ ص.
- [18] Hushmandzadeh A., "Metamorphisme et granitization du massif Chapedony (Iran Central)", Université Scientifique et Medicale de Grenoble, Grenoble, France, (1969).
- [۱۹] جهانگیری ح. ا.، "طرح اکتشاف سراسری ذخایر معدنی تنگستن و آثار آن در ایران"، وزارت صنایع و معادن و سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۷۹).
- [20] Singh S. K., Singh S., "Geochemistry and Tungsten Metallogeny of the Balda Granite, Rajasthan, India", Gondwana Research 4 (2001) 487-495.
- [21] Manning D. A. C., Henderson P., "The behaviour of tungsten in granitic melt - vapour systems", Contrib. Mineralogy and Petrology 86 (1984) 286-293.
- [22] Shibue Y., "Chemical compositions of tourmaline in the veintype tungsten deposits of the Kaneuchi mine, Japan", Mineralium Deposita 19 (1984) 298-303.
- [23] Evans A. M., "Metallization associated with acid magmatism", John-Wiley & Sons Ltd, (1982).
- [24] Sarangi A. K., Krishnamurthy P., "Uranium metallogeny with special reference to Indian deposits", Transactions of MGMI. 104 (2008) 19-54.
- [25] Langmuir D., "Aqueous Environmental Geochemistry", Prentice Hall, New Jersey, (1997) 600.
- [26] Gavrilescu M., Pavel L. V., Cretescu I., "Characterization and remediation of soils contaminated with uranium", Journal of Hazardous Materials 163 (2009) 475–510.
- [27] Simon F. G., Segebad C., Hedrich M., "Behaviour of uranium in iron-bearing permeable reactive barriers: investigation with ^{237}U as a radioindicator", The Science of the Total Environment 307 (2003) 231–238.
- [28] Hiemstra T., Hiemstra W. H. V., Rossberg A., Ulrich K-U., "A surface structural model for ferrihydrite II: Adsorption of uranyl and carbonate", Geochimica et Cosmochimica Acta 73 (2009) 4437–4451.
- [29] Grenthe I., Fuger J., Konings R. J. M., Lemire R. J., Muller A. J., Nguyen-Trung C., Wanner H., mine", Science of the Total Environment 366 (2006) 295–309.
- [6] Iwatsuki T., Yoshida H., "Groundwater chemistry and fracture mineralogy in the basement granitic rock in the Tono uranium mine area, Gifu Prefecture, Japan-groundwater composition, Eh evolution analysis by fracture filling minerals", Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis 33 (1999) 19–32.
- [7] Landa E. R., "Geochemical and biogeochemical controls on element mobility in and around mill tailings", Economic Geology 6 (1999) 527–38.
- [8] Noller B. N., "Watters RA, Woods PH. The role of biogeochemical processes in minimising uranium dispersion from a mine site", Journal of Geochemical Exploration 58 (1997) 37–50.
- [9] Bernhard G., Geipel G., Brendler V., Nitsche H., "Speciation of uranium in seepage waters of a mine tailing pile studied by time resolved laser-induced fluorescence spectrometry (TRLFS)", Radiochim Acta 74 (1996) 87–91.
- [10] Langmuir D., "Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits", Geochimica et Cosmochimica Acta 42 (1978) 547–569.
- [11] Chkir N., Guendouz A., Zouari K., Hadj Ammar F., Moulla A. S., "Uranium isotopes in groundwater from the continental intercalaire aquifer in Algerian Tunisian Sahara (Northern Africa)", Journal of Environmental Radioactivity 100 (2009) 649–656.
- [12] Almeida R. M. R., Lauria D. C., Ferreira A. C., Sracek O., "Groundwater radon, radium and uranium concentrations in Regiao dos Lagos, Rio de Janeiro State, Brazil", Journal of Environmental Radioactivity 73 (2004) 323–334.
- [13] Babakhani A. R., Susov M., Dvoryankin A., Selivanov E., Desyaterik N., "Geological Quadrangle map of Jandaq, 1:250,000", Geological Survey of Iran, Tehran, (1987).
- [14] Romanko E., Susov M., Dvoryankin A., Selivanov, Tkachev E-G., Krivyakin B., Morozov L., Silaev V., Kiristaev V., Desyaterik N., "Geology and minerals of Jandaq area (central iran)", Technoexport Report, TE/NO. 4, (1979).
- [15] Reyer D., Mohafez S., "Une premiere contribution des accords NiOC-ERAP a la connaissance geologique de l' Iran", Revue de l Institut Francais du Petrole 25 (1970) 979–1014.
- [16] Bagheri S., Stampfli G. M., "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in Central Iran: New geological data,

- [40] Fredrickson J. K., Zachara J. M., Kennedy D. W., Duff M. C., Gorby Y. A., Li S-M. W., Krupka K. M., "Reduction of U(VI) in goethite (α -FeOOH) suspensions by a dissimilatory metal-reducing bacterium", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (2000) 3085–3098.
- [41] Crançon P., Pili E., Charlet L., "Uranium facilitated transport by water-dispersible colloids in field and soil columns", *The Science of the Total Environment* 408 (2010) 2118–2128.
- [42] Reguillon A. F., Lebizit G., Murat D., Foos J., Mansour C., Draye M., "Selective removal of dissolved uranium in drinking water by nanofiltration", *water research* 42 (2008) 1160–1166.
- [43] Katsoyiannis L. A., "Carbonate effects and pH-dependence of uranium sorption onto bacteriogenic iron oxides: Kinetic and equilibrium studies", *Journal of Hazardous Materials* 139 (2007) 31–37.
- [44] Fetter C. W., "Applied hydrogeology", USA, Prentice Hall, New Jersey, (1988).
- [45] Toulhoat P., Beaucaire C., "Comparison between lead isotopes $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio and saturation index in hydrogeochemical exploration for concealed uranium deposits", *Journal of Geochemical Exploration* 41 (1991) 181-196.
- [46] Runnells D. D., Lindberg R., "Hydrogeochemical exploration for uranium ore deposits: use of the computer model WATEQFC", *Journal of Geochemical Exploration* 15 (1981) 37-50.
- [47] Langmuir D., Chatham J. R., "Groundwater prospecting for sandstone-Type uranium deposits: a preliminary comparison of the merits of mineral-solution equilibria, and single-element tracer methods", *Journal of Geochemical Exploration* 13 (1980) 201-219.
- [48] Wanty R. B., Chatham J. R., Langmuir D., "The solubilities of some major and minor element minerals in groundwaters associated with a sandstone-hosted uranium deposit", *Bulletin of Mineralogy* 110 (1987) 209-226.
- [49] Lueck S. L., Runnells D. D., Markos G., "Computer modelling of uranium species in natural waters, application to exploration", *Geological Society of America Bulletin* 10 (1978) 448-454.
- "Chemical Thermodynamics of Uranium", Elsevier, Amsterdam (1992).
- [30] Jobbágy V., Chmielewska I., Kovács T., Chałupnik S., "Uranium determination in water samples with elevated salinity from Southern Poland by micro coprecipitation using alpha spectrometry", *Microchemical Journal* 93 (2009) 200–205.
- [31] Duff M. C., Coughlin J. U., Hunter D. B., "Uranium coprecipitation with iron oxide minerals", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66 (2002) 3533–3547.
- [32] Sani R. K., Peyton B. M., Amonette J. E., Geesey G. G., "Reduction of uranium(VI) under sulfate-reducing conditions in the presence of Fe(III)-(hydr)oxides", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68 (2004) 2639–2648.
- [33] Giammar D. E., Hering J.G., "Time scales for sorption–desorption and surface precipitation of uranyl on goethite", *Environmental Science Technology* 35 (2001) 3332–3337.
- [34] Murakami T., Sato T., Ohnuki T., Isobe H., "Field evidence for uranium nanocrystallization and its implications for uranium transport", *Chemical Geology* 221 (2005) 117–126.
- [35] Guillaumont R., Fanghanel T., Neck V., Fuger J., Palmer D. A., Grenthe I., Rand M. H., "Update on the Chemical Thermodynamics of Uranium, Neptunium, Plutonium, Americium and Technetium", Elsevier, (2003).
- [36] Liger E., Charlet L., Cappellen P. V., "Surface catalysis of uranium(VI) reduction by iron(II)", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63 (1999) 2939–2955.
- [37] Abdelouas A., Lutze W., Gong W., Nuttall E. H., Strietelmeier B. A., Travis B. J., "Biological reduction of uranium in groundwater and subsurface soil", *The Science of the Total Environment* 250 (2000) 21-35.
- [38] Winde F., van der Walt I. J., "The significance of groundwater–stream interactions and fluctuating stream chemistry on waterborne uranium contamination of streams—a case study from a gold mining site in South Africa", *Journal of Hydrology*. 287 (2004) 178–196.
- [39] Seiler K. P., Graf W., Lang H., Zapata R., "Groundwater flow systems and the export of uranium from nuclear waste repositories to the biosphere", *Uranium in the Aquatic Environment*, Berlin, Heidelberg (2002) 221–230.