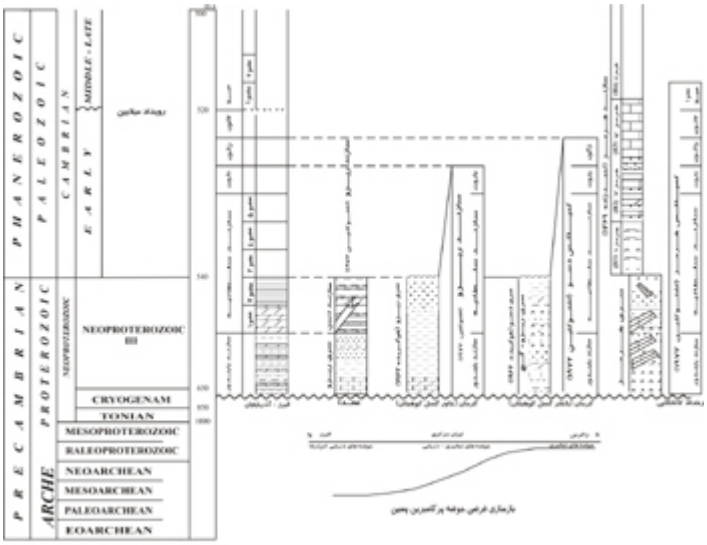


شکل ۲-۱- هم‌ارزی واحدهای سنگ چینه‌ای پرکامبرین پسین ایران (بدون مقیاس)

پرکامبرین پسین در البرز – آذربایجان

با توجه به یافته‌های جدید، سنگ‌های پرکامبرین پسین البرز - آذربایجان منحصر به سازند بایندور و دو عضو زیرین سازند سلطانیه است. سازند هزارچال که گاه به سن پرکامبرین پسین و گاهی به کامبرین منسوب شده، یک واحد سنگ‌چینه‌ای پرسش‌آمیز است که نیاز به بازنگری دارد.

سازند بایندور توسط اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۴) در کوه بایندور واقع در جنوب خاوری زنجان، به ضخامت ۴۹۸ متر، مطالعه و معرفی شده است. این سازند، شامل ماسه‌سنگ‌های ارغوانی، شیل‌های میکادار سیلتی و شیل‌های ماسه‌ای دانه ریز است که میان لایه‌هایی از دولومیت‌های قهوه‌ای استروماتولیت‌دار دارد. جلبک‌های استروماتولیتی و آرکئوسیاتیدها تنها سنگواره‌های موجود است که فقط در میان‌لایه‌های دولومیتی دیده می‌شوند که به طور عموم به نوپروتروزوییک پسین (وندین) نسبت داده شده‌اند.مرز زیرین سازند بایندور با گرانیت دوران از نوع دگرشیبی آذرین پی است ولی گاه (در قره‌داغ) بایندور با سازند کهر ارتباط ناپیوسته دارد. در بالا، سازند بایندور به طور هم‌شیب و پیوسته با سازند سلطانیه پوشیده می‌شود.

گسترش جغرافیایی سازند بایندور محدود به کوه‌های سلطانیهٔ زنجان و شمال باختری آذربایجان (کوه‌های مورو، میشو، مهاباد، غرب ارومیه) است. اگرچه در پاره‌ای از نقاط البرز مرکزی (دماوند، فیروزکوه، دامغان) بعضی از ردیف‌های سنگی را با سازند بایندور مقایسه کرده‌اند، ولی در این مورد اطمنیان چندانی وجود ندارد.

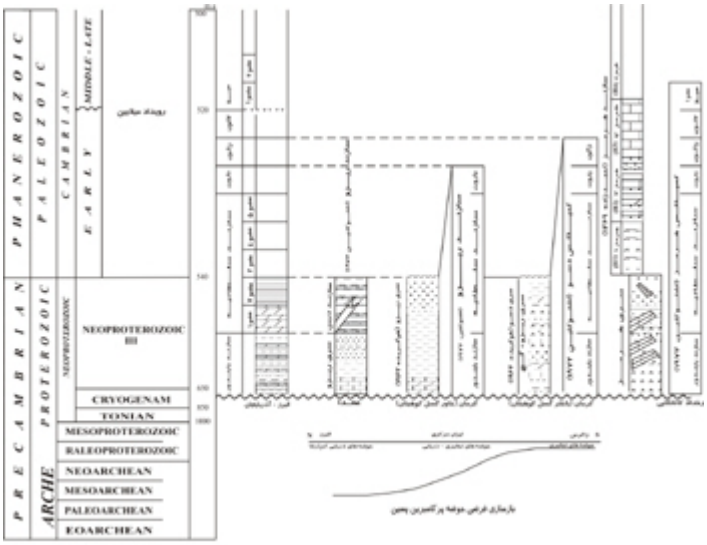
گفتنی است که حمدی (۱۳۷۴) سازند بایندور را به سن ژوراسیک – کرتاسه می‌داند ولی مطالعات پالینولوژی قویدل (۱۳۷۴) همچنان مؤید سن نوپروتروزوییک پسین (Late Riphean) است که قابل قبول‌تر است.

« عضوهای ۱ و ۲ سازند سلطانیه »، در محل بُرش الگو (کوه‌های سلطانیه)، سازند سلطانیه از سه عضو دولومیت پایینی (۱۲۳متر)، شیل چَپُقلو (۲۴۷ متر) و دولومیت بالایی (۷۹۰متر) تشکیل شده است. مطالعات بعدی (حمدی، ۱۳۷۲) نشان داد که سازند سلطانیه را می‌توان به ۵ عضو تقسیم کرد و در ضمن مرز پرکامبرین - کامبرین به تقریب در لایه‌های آغازین سومین عضو این سازند قرار دارد. به همین رو، بخشی از سازند سلطانیه که سن پرکامبرین پسین دارد، منحصر به عضوهای ۱ (دولومیت پایینی) و ۲ (شیل پایینی) این سازند است.

« عضو دولومیت پایینیMbr Lower Dolomite.))»، شامل تا ۲۵ متر دولومیت لایه‌ای چرت‌دار، خاکستری تیره حاوی فسیل‌های پوسته‌دار است این عضو در بیشتر نقاط وجود ندارد و سلطانیه با عضو شیل پایینی آغاز می‌شود.

« عضو شیل پایینی (Lower Shale Mbr.) »، شامل ۱۲۰ متر شیل‌های رُسی – سیلتی میکادار و گاهی ماسه‌دار ریز دانه است که حاوی عدسی‌هایی از سنگ‌آهک سیلت‌دار است Chuaria circularis Walcot و آکریتارک‌ها ((Acritachs از سنگواره‌های شاخص این عضو است که سن وندین را نشان می‌دهند.جدا از سازند بایندور و عضوهای ۱و ۲ سازند سلطانیه، در

بعضی از نقاط آذربایجان (مهاباد، تکاب و غرب ارومیه) در مرز میان سازند کهر (در زیر) و سازند بایندور (در بالا)، یک واحد سنگ چینه‌ای آتشفشانی – رسوبی، به ضخامت حدود ۱۱۴۰ متر وجود دارد که به نام «سازند قره‌داش» نام‌گذاری شده که بیشتر شامل گدازه‌های ریولیتی قلیایی، توف‌های اسیدی، شیل‌های ماسه‌ای میکادار ارغوانی است. این گدازه‌ها معادل خروجی فاز گرانیت‌زایی رخداد کاتانگایی « گرانیت دوران » هستند و لذا به رغم جایگاه چینه‌شناسی (بین کهر و بایندور)، شایسته است از مجموعهٔ پرکامبرین جدا باشند.



شکل ۲-۱- نام آرزی واحدهای سنگ چینه‌ای پرکامبرین پسین ایران (بدون مقیاس)

پرکامبرین پسین در ایران مرکزی

در ایران مرکزی، به ویژه در شمال کرمان، سنگ‌های پرکامبرین پسین، آمیزه‌ای از رسوبات کنار قاره‌ای و رسوبات تبخیری به نام‌های « سری ریزو(Rizu Series) » ، « سری دسو (Desu Series) »، « سری راورRavar Series)) » و « سازند درین(Derin Fm.) » است.

« سری ریزو » نخستین واحد سنگ‌چینه‌ای پس از کوهزایی کاتانگایی است که به طور دگرشیب بر روی سری مراد نشسته است. پیچیدگی ساختاری و برونزدهای گنبدی سبب شده تا این سری نظم چینه‌ای نداشته باشد، به همین دلیل بُرش الگو ندارد و ستبرای آن بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ متر

برآورد شده است. شیل، ماسه‌سنگ، کربنات و لایه‌های ایگنمبریت از سازنده‌های سری ریزو هستند که به طور معمول، سنگ‌های کربناتی در زیر، شیل و سنگ‌ماسه در وسط و سنگ‌های ریولیتی بنفش رنگ و توف در بالا قرار دارند. سنگواره‌هایی مانند Medusite, Sprigging و همچنین سن پرتوسنجی ۵۹۵ تا ۱۲۰± ۷۶۰ میلیون سال (در معدن کوشک) سبب شده تا سری ریزو به سن پرکامبرین پسین باشد (هوکریده، ۱۹۶۲) .

اشتوکلین (۱۹۹۰)، به جای سری ریزو از واژۀ « سازند ریزو » استفاده کرده و بر این باور است که این واحد سنگ چینه‌ای هم ارز زمانی سه سازند بایندور، سلطانیه و باروت است. بدین‌سان، از نظر سنی، سری ریزو منحصر به پرکامبرین پسین نبوده و تغییرات سنی آن از پرکامبرین پسین تا کامبرین پیشین است.

« سری دسو » در شمال و شمال باختری کرمان به ردیف‌های مشابه با سری ریزو انباشته‌های گچی اضافه شده است. ساخت پیچیده، حضور انباشته‌های تبخیری و یا انحلال آنها سبب شده تا این مجموعه بدون بُرش الگو باشد. هوکریده و همکاران (۱۹۶۲) برای بیان تفاوت بین سری بدون گچ ریزو و واحدهای مشابه گچدار، از نام سری دسو استفاده کردند که در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی به غلط، سری دزو خوانده می‌شود. گچ، دولومیت هوازده، سنگ‌آهک‌های بودار و متبلور، ماسه‌سنگ میکادار سُرخ‌رنگ، کوارتزیت، سنگ‌های آذرین اسید و بازی تجزیه شده، ازسازنده‌های این سری هستند.

این واحد سنگ‌چینه‌ای به جز جلبک‌های آهکی نامشخص، فسیل شاخصی ندارد. ولی، بر اساس هم‌ارزی‌های منطقه‌ای، با سری ریزو دارای قرابت نزدیک است، به همین رو یکی از واحدهای سنگ‌چینه‌ای پرکامبرین پسین دانسته شده است.اشتوکلین (۱۹۹۰) این واحد سنگی را نوعی آمیزۀ زمین‌ساختی با ساخت پیچیده دانسته و به همین دلیل برای آن از صفت کمپلکس استفاده کرده است. به باور اشتوکلین تغییرات سنی کمپلکس دسو از پرکامبرین پسین تا کامبرین پیشین

است و می‌توان آن را با سازندهای بایندور، سلطانیه، باروت و زاگون البرز و همچنین سری هرمز زاگرس قابل قیاس دانست.

« سری راور» یک واحد سنگ‌چینه‌ای متشکل از آمیزه‌ای از ماسه‌سنگ سُرخ‌رنگ، سنگ تبخیری، دولومیت، سنگ‌آهک تیره رنگ و سنگ‌های آتشفشانی بازیک و اسیدی است که به ویژه در جنوب شهرستان راور به گونه‌ای دیاپیر مانند در اطراف گسل‌ها به سطح زمین رسیده است و به همین‌رو در برگیرندهٔ سنگ‌هایی به سن متفاوت است. در ۱۹۶۱ ، اشتوکلین ضمن معرفی این واحد سنگی، این آمیزهٔ رسوبی – آتشفشانی را با توالی‌های مشابه در گسترهٔ کرمان (سری‌های ریزو و دسو) و زاگرس (سری هرمز) مقایسه و به آن سن پرکامبرین پسین داد. در ۱۹۶۲، همبری زمین‌ساختی سازند نمکی راور با نهشته‌های تبخیری آهکی پکتن‌دار ژوراسیک بالا سبب شد تا هوکریده و همکاران این مجموعه را به سن ژوراسیک پسین بدانند. شواهد گوناگون موجود در گسترهٔ کلمرد – راور نشان می‌دهد که در پیرامون راور، دو واحد سنگی با ویژگی‌های سنگ‌شناختی مشابه وجود دارد که یکی ساخت دیاپیری و سن پرکامبرین پسین دارد و دیگری توالی به نسبت منظم‌تری است که جایگاهی در بالاترین ردیف ژوراسیک دارد و به همین‌رو نسبت دادن تمام این سنگ‌ها به پرکامبرین پسین و یا ژوراسیک نادرست است.

سازند درین در ناحیهٔ عقدا، بر روی سازند ریزو، یک واحد سنگ‌چینه‌ای متشکل از شیل دولومیتی همراه مقداری گچ عدسی شکل و تعدادی دایک و توده‌های کوچک دیابازی وجود دارد. نبوی (۱۹۷۸)، به طور غیر رسمی، به این مجموعه « سازند درین » نام داده و ضمن مقایسهٔ این مجموعه با بخش پایینی سازند سلطانیه، این سازند را نشانگر تغییر شرایط محیط تشکیل از سازند ریزو (درزیر) به سازند درین (در بالا) دانسته است (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۶۷).

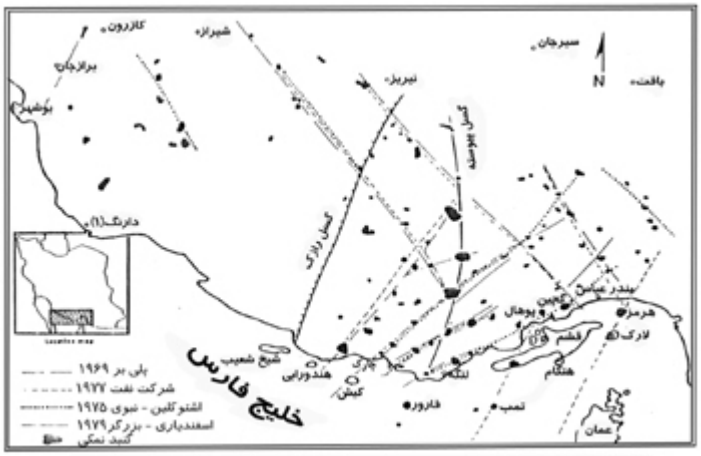
پرکامبرین پسین در زاگرس

در جنوب خاوری زاگرس، به ویژه در حدفاصل میان گسل کازرون در باختر و گسل میناب در خاور (حوضهٔ فارس)، سنگ‌های پرکامبرین پسین رخسارهٔ کولابی – تبخیری دارند که نخستین بار توسط تاورنیه (۱۶۴۲) مطالعه شده است. بر اساس شواهد موجود بـه نظـر مـی‌رسـد کـه در پـی فازهـای کششی رخداد کوهزایی کاتانگایی در نیمهٔ جنوب خاوری زاگرس، حوضه‌های تبخیری تشکیل شده و رسوبات کولابی به همراه روانه‌های آذرین مربوط به فاز گرانیت‌زایی کاتانگایی در آن انباشته شـده است.

گروه نمکدان (بوسک، ۱۹۱۹) و گروه خمیر (ریچارسون، ۱۹۲۶)، نـام‌هـای قـدیمی ایـن مجموعـه است.در حال حاضر، رسوب‌های تبخیری و سنگ‌های ماگمایی این حوضـه بـه صـورت حـدود ۱۱۵ گنبد نمکی برونزد دارند. جزیرهٔ هرمـز یکی از این گنبدهای نمکی است و به همین دلیل، بـه ایـن واحد سنگ‌چینه‌ای « سری هرمز » نام داده شده است.

سری هرمز در حوضه‌های بسیار کم عمق ولی در ارتباط با دریاهـای آزاد، از پرکـامبرین پـسین تـا کامبرین پیشین بر روی سپر دشتگون شدهٔ زاگرس نهشته شده است. ایـن سـری نمکـی همچنـین نشان می‌دهد که این خشکی‌ها در ناحیهٔ اقلیمی گرمی قرار داشته‌اند (بین ۱۰ تا ۴۰) و گسل اصلی امروزی زاگرس، به احتمال محل گسل‌های عادی کنترل کنندهٔ رسوبگذاری را نشان می‌دهد. ترکیب سنگی سری هرمز، شامل سنگ نمک (بـه رنـگ‌هـای گونـاگـون)، انیـدریت، ژیـپس، سـنگ‌آهـک سیاه‌رنگ، دولومیت بودار چرتی، ماسه‌سنگ سُرخ، شـیل رنگارنـگ، سـنگ‌هـای آذریـن (درونـی – بیرونی)، کانی‌های آهن و آپاتیت‌دار است. سنگ‌های یاد شده فاقد نظم چینه‌نگاشتی هـستند و بـه همین‌رو تاکنون بُرش الگو ندارند. در مورد ضخامت نمک، نظرها بین ۹۰۰ تـا ۴۰۰۰ متـر، متفـاوت است، ولی در مجموع، بیشترین انباشت نمـک، در ناحیـهٔ بنـدرعباس و هرمزگـان اسـت (مطیعـی، ۱۳۷۲).

سن سری هرمز همیشه مورد بحث بوده است. کرتاسه (پیلگریم، ۱۹۲۲)، کامبرین (لـیس، ۱۹۲۹)، پرکامبرین پسین (اشتوکلین، ۱۹۶۸)، کـامبرین (احمـدزاده و همکـاران، ۱۳۶۹)، کـامبرین زیـرین (حمدی، ۱۹۹۱) سن‌های گوناگون پیشنهادی است. ولی، مقایسه منطقه‌ای با کشورهای همجـوار و ایران مرکزی تأیید می‌کند که سری هرمز، سن پرکامبرین پسین – کامبرین میانی دارد.احمدزاده و همکاران (۱۳۶۹)، با وجود نداشتن نظم چینه‌ای، این مجموعه را بـه جـای سـری هرمـز « سـازند هرمز » نام دادند و آن را به چهار عضو H3, H2, H1 و H4 تقـسیم کردنـد. اشـتوکلین (۱۹۹۰) ضمن استفاده از واژهٔ « کمپلکس هرمز »، این مجموعه را با سـازندهای بایندور، سـلطانیه، بـاروت، زاگون، لالون و عضو نخست سازند میلا قابل قیاس دانسته است که دیدگاهی مطلوب و تأییـدی بـر سن پرکامبرین پسین – کامبرین میانی مجموعهٔ هرمز است.. (**شکل ۳-۲**)



شکل ۳-۲-پراکندگی گنبدهای نمکی مجموعه هرمز و آرایش آنها در امتداد خطوارههای پیشنهادی گوناگون

سـنگ‌هـای ماگمـایی پرکـامبرین

عنوان: مقدمه

سنگ‌های ماگمایی پرکامبرین ایران را می‌توان به سه گروه جدا تقسیم کرد:

گروه نخست، سنگ‌های گرانیتی و میگماتیت‌هایی هستند که همزمان با رویداد کوهزایی کاتانگـایی و سخت شدن پی‌سنگ به وجود آمده‌اند. بنابراین از نوع نفوذی‌های همزمان با کوهزایی و بیشتر بـا ترکیب شیمیایی کلسیمی – قلیایی (کالک آلکالن) هستند.

گروه دوم، سنگ‌های گرانیتی پس از کوهزایی و از نوع قلیایی هستند.

گروه سوم، هم‌ردیف بیرونی گرانیت‌های قلیایی و به صورت سنگ‌های آتشفشانی هستند که در زیر و یا همراه با سنگ‌های پرکامبرین پسین بوده و نشانگر کشیدگی پوستهٔ قاره‌ای ایران در یک یا چند فاز کششی می‌باشند. نسبت دادن سنگ‌های ماگمایی موردنظر بـه پرکـامبرین بـر سـه اصـل سـن پرتوسنجی، تزریق در سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین و جایگاه چینه‌نگاشتی آنها، است.

افزون بر فعالیت‌های ماگمایی مذکور، مجموعهٔ چاپدونی ایران مرکـزی دارای دو فـاز گرانیـت‌زایـی است که پایین‌ترین بخش کمپلکس چاپدونی را تشکیل می‌دهد و شامل انواع گرانیت و دیوریت‌های آناتکسی است. در برخی موارد می‌توان شاهد تغییر شکل تدریجی بین گنیس به میگماتیت و سپس دیوریت یا گرانیتویید بود (حقی‌پور، ۱۹۷۴). گفتنی است که:

× به لحاظ کمبود مقدار روبیدیم، تعیین سن نفوذی‌های پرکامبرین با روش روبیـدیم – استرانـسیم رضایت‌بخش نبوده است.

× سن‌های پرتوسنجی داده شده، بین ۵۶۰ تا ۱۱۰۰ میلیون سال است.

× به دلیل تزریق در سنگ‌های دگرگونی، اثر گرمایی آنها بر سنگ‌های درون‌گیر ناچیز است.

نفوذی‌های کلسیمی - قلیایی پرکامبرین

نگاه سنگ‌شناختی، نفوذی‌های کلسیمی - قلیـایی پرکـامبرین ایـران، انـواعی از گـابرو تـا گرانیـت هستند. بعضی انواع رگه‌ای (آپلیـت – پگماتیـت) نیـز وجـود دارد و حتـی یـک برونـزد کوچـک از

پیروکسنیت نیز در ناحیهٔ پشت‌بادام گزارش شده است. مهم‌ترین نفوذی از این نوع عبارتند از: - گرانیت و گرانودیوریت کلسیمی - قلیایی « سفید » در ناحیهٔ چاپدونی، که از نوع گرانیت‌های سفیدرنگ بیوتیت‌دار است.- گرانودیوریت ناحیهٔ کلمرد در باختر طبس .- گرانیت کلسیمی - قلیایی موته، که در دگرگونی‌های شمال موته نفوذ کرده و از نوع گرانیت‌های دومیکایی است. رگه‌های آپلیتی سرشار از کوارتز و پیریت‌های طلادار در این گرانیت نفوذ کرده‌اند.-گرانیت بیوتیت‌دار حسن رباط در ۱۵ کیلومتری شمال گلپایگان.

نفوذی‌های قلیایی پرکامبرین

به گرانیت‌های قلیایی پرکامبرین ایران، نام‌های گوناگونی داده شده است، ولی همگی آنها دارای جایگاه چینه‌شناسی مشخص و ویژگی سنگی مشابه هستند. مهم‌ترین ویژگی آنها کمبود کانی‌های فرومنیزین است به همین دلیل، به طور عموم رنگ سفید دارند. در ضمن داشتن بافت پورفیرویید حاشیه‌ای از ویژگی‌های این گرانیت‌ها است که نشان می‌دهد توده‌های مذکور بیشتر از نوع سنگ‌های نیمه عمیق سرد شده در نزدیکی سطح زمین هستند. نفوذی‌های قلیایی پرکامبرین ایران را می‌توان به دو گروه « دوران » و « زریگان » تقسیم کرد.

« گروه گرانیت دوران »، در سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین تزریق شده‌اند و به وسیلهٔ سنگ‌های کنار قاره‌ای پرکامبرین پسین پوشیده شده‌اند. از این گروه می‌توان به « گرانیت دوران » در منطقهٔ زنجان، « گرانیت بورنَوَرد » در جنوب سبزوار و « گرانیت قلیایی موته » اشاره کرد. گفتنی است که هوشمندزاده، سن گرانیت موته را اواخر کرتاسه - اوایل پالئوسن و قابل قیاس با گرانیت الوند همدان می‌داند.

« گروه گرانیت زریگان »، همچنان فاقد کانی‌های تیره هستند. ولی، بر خلاف گروه قبلی (دوران) این توده‌ها، رسوبات نزدیک قاره‌ای پرکامبرین پسین را تحت تأثیر قرار داده‌اند. مانند، گرانیت

زریگان و نَریگان (ناریگان) در شمال شهرستان بافق و گرانیت چادرملو در خاور یزد.گفتنی است که اگرچه این گرانیت‌ها (گروه زریگان)، هم‌ردیف درونی ریولیت‌ها و توف‌های سازند قـره‌داش و سـری ریزو دانسته شده‌اند ولی گرانیت‌های زریگان و نَریگان، بر سری ریزو اثر گرمایی داشته‌اند (هوکریده، ۱۹۶۲). به باور هوشمندزاده (۱۳۶۷)، بسیاری از توده‌های گرانیتی روشن رنگ ایران مرکزی که بـه عنوان گرانیت زریگان دانسته شده‌اندبه درون سنگ‌های کرتاسه نفوذ کرده‌اند.

سنگ‌های آتشفشانی پرکامبرین

سنگ‌های آتشفشانی ایران در سه پهنهٔ جغرافیایی در بیشترین مقدارانـد. نخـست، کمـان ماگمـایی ارومیه- بزمان، دوم دامنه‌های جنوبی البرز، سوم بلوک لوت در خاور ایران. در مورد خاستگاه و منشأ سنگ‌های آتشفشانی ایران، دو احتمال عنوان شده است.

نوگل سادات (۱۹۷۸)، بر این باور است که در کمان ماگمایی ارومیـه – بزمـان، وابـستگی هندسـی عناصر ساختاری گوناگون، منطبق بر سازوکار منطقه بُرشی راستگرد به پهنای ۱۰۰ کیلومتر اسـت. در این گونه نواحی، گسل‌ها بیشتر از نوع خمیده و منحنی شکل و اغلب با بازشدگی همراه هـستند و در نتیجه، حتی در مراحل فشردگی، شکستگی‌ها باز و خروج ماگما ممکن می‌گردد. وضع مشابهی در ناحیهٔ لوت وجود دارد. در این ناحیه نیز دگرشکلی ساختاری از نوع بُرشی ساده است و به همین رو، امکان بازشدگی دوبارهٔ شکستگی‌ها بیشتر است و در نتیجه پدیدهٔ آتشفشانی به نسبت پیوسته و گدازه‌های جوان‌تر، به طور پی‌درپی سنگ‌های پیشین را می‌پوشاند.

بسیاری از زمین‌شناسان، پیدایش کمان ماگمایـی ارومیه – بزمان، را نتیجهٔ فرورانش صفحهٔ زاگرس – عربستان به زیر صفحهٔ ایران می‌دانند و یا افتخـارنژاد (۱۹۷۲)، پیـدایش سـنگ‌هـای آتشفـشانی شمال لوت را نتیجهٔ فرورانش بلوک هیلمند (افغان) بـه زیـر بلـوک لـوت دانـسته اسـت. در ضـمن سنگ‌های آتشفشانی جنوب بلوک لوت بخشی از کمان ماگمایی حاصل از فرورانش پوستهٔ اقیانوسی

عُمان به زیر کوه‌های مکران است. تکین (۱۹۷۲) ضمن همسو بودن با نظریهٔ زمین‌ساخت صفحه‌ای، بیشتر سنگ‌های آتشفشانی ایران را مربوط به زمان توقف و یا به حداقل رسیدن گسترش بستر اقیانوس هند می‌داند.

علوی (۱۹۹۱) سنگ‌های ماگمایی البرز جنوبی را هم خاستگاه نمی‌داند. وی بر این باور است که سنگ‌های ماگمایی البرز مرکزی و باختری، از انواع کلسیمی - قلیایی و شوشونیتی اما سنگ‌های آتشفشانی البرز خاوری از نوع قلیایی است که ارتباطی با البرز مرکزی و غربی ندارند. یکی از ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی ایران، پدیدهٔ دگرگونی است که با تشکیل کانی‌های دگرگونی مانندآلبیت، زئولیت و آنالیسم همراه است. این دگرگونی، تنها همراه با تغییرات کانی‌شناسی، (دگرگونی استاتیک) و به دور از دگر شکلی است. مطالعات پاراژنزکانی‌های دگرگونی مذکور، نشانگر دو فاز دگرگونی بسیار ضعیف (رخسارهٔ زئولیت) و ضعیف (رخسارهٔ شیست سبز) است. تمرکز متوالی مواد آتشفشانی در فروزمین‌ها و همچنین جایگیری انواع توده‌های آذرین نیمه عمیق و عمیق که با تحرک و تکاپوی سیالات همراه بوده، سبب شده تا کانی‌های اصلی ماگمایی ناپایدار و واکنش‌های یونی صورت گیرد که نتیجهٔ آن، نوعی خود دگرگونی در مقیاس ناحیه‌ای است که با دگرگونی ژرفای اقیانوس‌ها قابل قیاس است و ممکن است به شرایط ژئودینامیکی در اعماق کافت‌های میان قاره‌ای ایران اشاره داشته باشد.

در پهنهٔ زاگرس به جز سنگ‌های ماگمایی موجود در مجموعهٔ نمکی سری هرمز، سنگ‌های آتشفشانی در جا وجود ندارد. نبود روانه‌های ماگمایی در این پهنه، ممکن است به دو دلیل باشد: - در کوه‌های زاگرس، فرورانش بستر دریای تتیس به سمت شمال خاوری است که از لبهٔ قارّهٔ فاصله دارد.- در پهنهٔ زاگرس، نیروهای فشاری عمود، در بیشترین مقدار است و به همین‌رو هیچ‌گونه بازشدگی در امتداد شکستگی‌ها روی نداده و در نتیجه ماگما راهی برای رسیدن به سطح زمین نداشته است. استدلال مشابهی را نیز می‌توان برای پهنهٔ مکران پذیرفت.

« سنگ‌های آتشفشانی پرکامبرین » ایران، به طور عمده در ارتباط با شکستگی‌های عمیق پوستهٔ ایران زمین است که در نتیجهٔ کوهزایی کاتانگایی شکل گرفته‌اند . گدازه‌های مورد نظر بیشتر از نوع ریولیت‌های قلیایی، توف‌های ریولیتی و کوارتزپورفیر هستند که هم ردیف بیرونی توده‌های نفوذی قلیایی پرکامبرین دانسته شده‌اند. ولی، با توجه به تأثیر گرمایی توده‌های نفوذی قلیایی « گروه زریَکان» بر نهشته‌های پرکامبرین پسین ایران مرکزی، باید بپذیریم که سنگ‌های آتشفشانی پرکامبرین ایران تنها معادل بیرونی توده‌های نفوذی « گروه دوران» می‌باشند. سنگ‌های آتشفشانی پرکامبرین ایران نام‌های گوناگونی دارند که عمده‌ترین آنها عبارتند از ریولیت‌های قلیایی تکنار، توف‌ها و ریولیت‌های قلیایی اسفوردی، ریولیت‌های قلیایی سری ریزو، ریولیت‌های سری هرمز، ریولیت‌ها و توف‌های سازند قره‌داش و ریولیت‌های موته. همان‌گونه که دیده می‌شود تمام آتشفشانی‌های یاد شده، ترکیب شیمیایی قلیایی دارند که می‌تواند حاکی از کافت‌های درون قاره‌ای در پوستهٔ کراتونی ایران باشد.

منابع معدنی پرکامبرین

سنگ‌های پرکامبرین به ویژه مجموعه‌های پرکامبرین پسین ایران نشانه‌ها و انباشته‌های در خور توجهی از منابع معدنی دارند که نام و ویژگی‌های عمومی پاره‌ای از آنها به شرح زیر است:

آهن: بیشتر ذخایر آهن ایران، در گسترهٔ ایران مرکزی قرار دارند و با سنگ‌های پرکامبرین همراه‌اند. در این کانسارها، کانهٔ اصلی مگنتیت است که با هماتیت، مارتیت و به طور فرعی پیریت، اسفن و آپاتیت همراه است. کانسارآهن چادرملو (خاور یزد)، معدن آهن چُغارت (در شمال بافق) و معدن گل‌گهر (در سیرجان) از آن جمله‌اند. افزون بر آن می‌توان به نشانه‌های موجود در اردکان یزد و زنجان (معدن آرجین) اشاره کرد. نشانه‌های آهن منسوب به پرکامبرین نواحی جنوب خاوری علم کوه، بندرانزلی و تکاب آذربایجان نیاز به بازنگری دارند. گفتنی است که در بیشتر نواحی یاد شده،

به ویـژه ذخـایر بـزرگ چـادرملو و چُغـارت، پیـدایش آهـن بـه طـور عمـده نتیجـۀ متاسوماتیـسم آتشفشانی‌های پرکامبرین توسط یک ماگمای گرانیتی دانسته شده است.

طلا: با ارزش‌ترین معدن طلای ایران در پی سنگ پرکامبرین منطقۀ موته (جنوب خاوری گلپایگان) است. در این معدن، طلا به صورت آغشتگی با پیریت است و هیچ‌گاه طلا بـه تنهـایی دیـده نـشده است. به ظاهر طلا به دلیل وزن مخصوص زیاد در قـسمت‌هـای پـایین ماگمـا متمرکـز شـده ولـی پیریت‌های آغشته به طلا، همراه با محلول‌های گرمابی، به سطح زمین رسیده‌اند. جدا از معادن موته (چاه خاتون، سنجده، دره اشکی، چاه‌باغ، چـاه علامـه، تنـگ زر و ...) در منـاطق ماسـوله، تکـاب، شاهین‌دژ، بایچه – بولاغ نیز نشانه‌هایی از طلا به سن پرکامبرین گزارش شده که نیاز بـه بـازنگری دارد.

سرب و روی: در منطقۀ بافق، کانسارهای متعددی از سرب و روی، به ویژه در سنگ‌های پرکامبرین پسین (سری ریزو) وجود دارد. معدن کوشک بـزرگ‌تـرین کانـسار سـرب و روی پرکـامبرین ایـران مرکزی است. در این معدن،کانۀ اصلی گالن است که به صورت لایـه‌ای و عدسـی شـکل در لابـلای سنگ‌های آتشفشانی، به ویژه رسوبات شیلی کربن‌دار قـرار دارد. افـزون بـر آن، در ناحیـۀ زریگـان، دوزخ دره، کاشمر، اردکان یزد، اردستان نایین ذخـایر متوسـطی از سـرب و روی در مجموعـه‌هـای پرکامبرین پسین وجود دارد. در معدن سرب و روی انگوران، به عنوان یکی از غنی‌ترین انباشته‌های سرب و روی ایران، مادۀ معدنی به صورت اکسیدی و سولفیدی و به شکل نواری است. اگرچـه ایـن کانسار به سن پرکامبرین دانسته شده، ولی سن پالئوزوییک همچنان محتمل است.

اورانیم: در ناحیۀ ساغند، اورانیم در مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرآواری زیر دریایی قـرار دارد کـه در فاصلۀ چینه‌نگاشتی بین سازند تاشک (سازند ناتک) و سری ریزو قرار دارد. سامانی (۱۳۶۷) به ایـن مجموعۀ کافتی، سازند ساغند نام داده است. در این ناحیه، ماگماتیسم قلیایی باعـث متاسوماتیـسم سازند ساغند و کانی‌سازی از نوع اورانیم، توریم، مولیبدن، وانادیم، سریم و لانتان شده است .

فسفات: در ناحیهٔ اسفوردی (شمال بافق) مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی وجود دارد کـه شـیل، دولومیت و ماسه‌سنگ‌های سری ریزو را بریده‌اند. آتشفشانی‌های مذکور، بیشتر از نوع ریولیـت‌هـای دگرسان شده و دایک‌های دیابازی حاوی آپاتیـت بـه همـراه هماتیـت و مگنتیـت هـستند. همـین آپاتیت‌ها و آپاتیت‌های مشابه هستند که ذخایر فسفات آذرین ایران مرکزی (اسفوردی – گزستان و ۰۰۰) را به وجود آورده‌اند. آپاتیت‌های یافت شده در این ذخایر (به ویژه در اسفوردی) دارای مقادیر قابل توجهی عناصر خاکی کمیاب (REE) هستند که اهمیت قابل توجهی به این کانسارها می‌دهد.

فـــــــــــــصل چهـــــــــــــارم- پالئوزوییـــــــــــــک در ایـــــــــــــران

زِیرفـــــــــــــــــــــــــــــــصل: مقدمـــــــــــــــــــــــــــــــه

عنوان: توضیح

پالئوزوییـــک با طول مدت ۳۴۰ میلیون سال (از ۵۷۰ تا ۲۳۰ میلیون سال پیش) طولانـــی‌تریـــن اراتم (Earathem) های فانروزوییک است که نام آن از دو کلمـهٔ یونـانی پـالئوس ((Palaios بـه معنـی دیرینـه و زئـون ((Zoon بـه معنـی موجـود زنـده مـشتق شـده و هـم‌ارز فارسـی آن واژهٔ «دیرینه‌زیستی » است.

بررسی‌های دیرینه‌جغرافیایی نشان می‌دهد که پس از رخداد کوهزایی کاتانگایی، از زمان پرکامبرین پسین تا پایان تریاس میانی، سرزمین ایران، به عنوان یک سکوی با ثبات، با دریای کم ژرفا پوشیده که گاه با حرکت رو به بالای زمین و پسروی دریا به خشکی تبدیل می‌شد. به همین دلیل، بـه جـز باریکه‌های کافتی پرتحـرک ماننـد زون سـنندج – سـیرجان، در دیگـر نـواحی ایـران سـنگ‌هـای پالئوزوییک از نوع رسوبات بر قاره‌ای (Epicontinental) اسـت. ولـی، بـا وجـود شـرایط یکـسان رسوبی، از تفاوت‌های رخساره‌ای و تغییرضخامت رسوبات، چنین استنباط می‌شود که ایـن رسـوبات در حوضه‌های رسوبی مستقل و جدا از هم انباشته شده‌اند.

توالی سنگ‌های پالئوزوییک ایران کامل نیست. به گفتهٔ دیگر در توالی رسوبی این دوران، نبودهای چینه‌شناسی زیادی وجود دارد که ممکن است بر حسب زمان و مکان بسیار مهم و طولانی باشند. برای نمونه می‌توان به نبود چینه‌شناسی حدود ۴۰ میلیون سال بین سنگ‌های اردویسین – سیلورین و یا نبود رسوبی حدود ۷۰ میلیون سال بین سنگ‌های دونین پسین و پرمین پیشین در کوه‌های زاگرس اشاره کرد (مطیعی، ۱۳۷۲). نبودهای چینه‌شناسی مورد سخن، بیشتر بدون چین‌خوردگی و به تقریب در همه جا سطوح فرسایشی از نوع دگرشیبی موازی است که گویای حرکت‌های زمین‌ساختی زمین‌زا و تغییرات سطح آب دریاها، وابسته به دو جنبش کوهزایی کالدونین و هرسی‌نین است.بخش زیرین پوشش سکوی پرکامبرین پسین – پالئوزوییک ایران، رخسارهٔ سنگی مشابه با سنگ‌های همزمان در کشورهای افغانستان، پاکستان، ترکیه و عربستان دارد. به همین دلیل پذیرفته شده که از زمان پرکامبرین پسین تا پالئوزوییک پایانی، ایران قسمتی از سکوی قاره‌ای آفریقا – عربستان بوده که در شمال ابرقارهٔ گندوانا قرار داشته است. افزون بر شواهد سنگ‌چینه‌ای، همخوانی و شباهت قطب‌های مغناطیسی ایران مرکزی و البرز با قطب‌های مغناطیسی آفریقا – عربستان، دلیلی بر این مطلب است. گفتنی است که وجود ردیف‌های مولاس گونهٔ مشابه با سنگ‌های پرمین – تریاس صفحهٔ توران در بلندی‌های شمال خاوری ایران سبب شده تا کوه‌های هزار مسجد – کپه‌داغ لبهٔ جنوبی صفحهٔ توران و بخشی از صفحهٔ اوراسیا دانسته شود و چنین تصور شود که زمیندرز تتیس کهن، کوه‌های کپه‌داغ را از بقیهٔ سکوی ایران جدا می‌کند. ولی، یافته‌های زمین‌شناسی جدید نشان می‌دهد به جز پرمین، سنگ‌های پالئوزوییک کپه‌داغ، رخسارهٔ سنگی مشابه با صفحهٔ ایران (گندوانا) دارند. به همین رو، این باور قوت می‌گیرد که در زمان پالئوزوییک پهنهٔ کپه‌داغ همچنان بخشی از سکوی ایران – عربستان بوده و به احتمال خط مفصلی صفحهٔ ایران و صفحهٔ توران، در شمال کپه‌داغ قرار داشته است (افتخارنژاد و بهروزی، ۱۳۷۰).

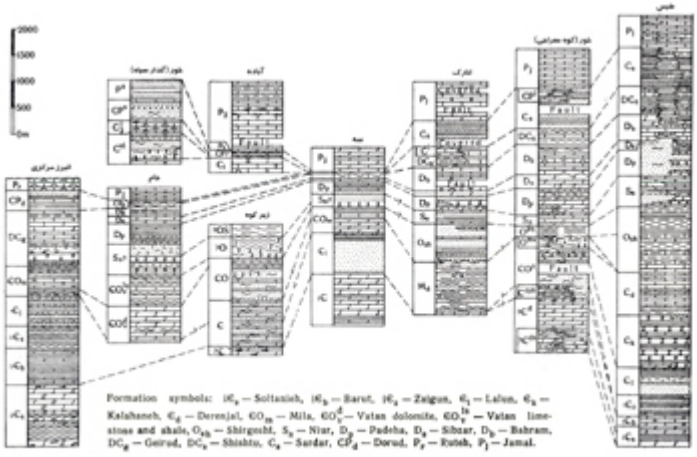
با این حال، از جنوب باختری مشهد تا شمال خاوری فریمان، رخنمون‌های ناپیوسته‌ای از پوسته‌های اقیانوسی و رسوب‌های پلاژیک به سن پرمین وجود دارد که مبین یک کافت درون

قاره‌ای، همراه با اقیانوس‌زایی، به سن پرمین است که کوه‌های کپه‌داغ را از دیگر بخش‌های صفحهٔ ایران جدا می‌سازد.سنگ‌های کامبرین زیرین ایران، بیشتر رخسارهٔ کولابی – قاره‌ای دارند. در حالی که، سنگ‌های کامبرین میانی و بالایی که پس از یک وقفهٔ رسوبی انباشته شده‌اند، نشانگر رسوبات کم ژرفای دریایی هستند. گسترش جغرافیایی ردیف‌های شیلی و ماسه‌سنگی سبز رنگ اردویسین – سیلورین محدود به البرز خاوری و خاور ایران مرکزی و جنوب خاوری زاگرس است. نبود این سنگ‌ها، به همراه توالی‌های دونین زیرین در بخش‌های گسترده‌ای از باختر و شمال باختری ایران، می‌تواند معرف حرکت‌های رو به بالای زمین و چرخه‌های فرسایشی وابسته به رخداد زمین‌ساختی کالدونین باشد. گستردگی به نسبت زیاد سنگ‌های دونین بالایی – کربنیفر پایینی، نشانگر برقراری دوبارهٔ شرایط سکویی و چیرگی دریاهای کم ژرفاست ولی، رسوبات کربنیفر بالایی در ایران وجود ندارد و نشانگر یک دورهٔ خشکی‌زایی وابسته به رویداد زمین‌ساختی هرسی‌نین است.

بر خلاف کربنیفر بالایی، گستردگی بسیار زیاد کربنات‌های شیمیایی پرمین، معرف دریازا بودن فازهای پایانی چرخهٔ کوهزایی هرسی‌نین دانسته شده است. در یک نگاه کلی، در بیشتر پالئوزوییک، حوضه‌های رسوبی ایران از نوع آواری بوده‌اند و فقط در اواخر این دوران حوضه‌های رسوبی دریایی، حاوی ردیف‌های آهکی شیمیایی توسعهٔ بیشتری داشته‌اند (شکل ۴-۱).

در مورد مرز پرکامبرین – کامبرین باید گفت که اگرچه در گذشته ماسه‌سنگ‌های سُرخ سازند لالون را آغاز چرخهٔ رسوبی پالئوزوییک ایران دانسته و سنگ‌های زیر این سازند (سازندهای بایندور، سلطانیه، باروت و زاگون)، را با عنوان اینفراکامبرین، به طور قراردادی، به پرکامبرین پسین نسبت می‌دادند ولی، یافته‌های فسیلی جدید (اشتوکلین، ۱۹۶۴، می‌یر، ۱۹۶۷، صالحی، منتشر نشده، حمدی، ۱۳۶۷)، نشان داده است که بخش بالایی سازند سلطانیه دارای فسیل‌های کامبرین پیشین است. به طوری که مرز پرکامبرین – پالئوزوییک، بدون هیچ‌گونه نشانه‌ای از ناآرامی‌های زمین‌ساختی و ناپیوستگی از درون سازند سلطانیه می‌گذرد.

مرز بالایی پالئوزوییک ایران همچنان قابل بحث است. اگرچه پرمین به عنوان یکی از حرکت‌های تاریخ زمین (رویداد پالاتین(Palatian)) دانسته شده، ولی رخساره‌های سنگی مرز پالئوزوییک و مزوزوییک تفاوت آشکار ندارند و در ایران، همانند پاره‌ای نقاط جهان، مرز پرمین و تریاس فقط با نبود رسوبی و سطوح فرسایشی مشخص است و حتی در پاره‌ای نواحی (جلفا، آباده، شهرضا، آمل، ...) ممکن است مرز پرمین به تریاس تدریجی باشد که با یک زون حدواسط حاوی سنگواره‌های مشترک پرمین و تریاس مشخص می‌شود.واقعیت‌های چینه‌شناسی پالئوزوییک ایران نشان می‌دهد که بر خلاف بسیاری از نقاط جهان، تأثیر رویدادهای کوهزایی کالدونین و هرسی‌نین بر سکوی پالئوزوییک ایران بسیار ناچیز است، به گونه‌ای که به جز حرکت‌های شاغولی نشانه‌های کوهزایی این رویداد، به جزچند مورد پرسش‌آمیز، شناخته نشده به همین رو سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوییک ایران، گسترش چندان ندارند و پدیده‌های پلوتونیسم و دگرگونی نسبت داده شده به پالئوزوییک ایران نیاز به بازنگری دارد. با عنایت به ماهیت رویدادهای زمین‌ساختی، می‌توان پذیرفت که پالئوزوییک ایران دوران آرامش نسبی بوده است.برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شناختی پالئوزوییک ایران، ابتدا ویژگی‌های چینه‌شناختی دوره‌های وابسته، و سپس مسائل ماگمازایی و دگرگونی این دوران بیان خواهد شد.



شکل ٤-١- مقایسه توالی‌های پالئوزوییک در نقاط گوناگون ایران(آبسنوف و همکاران ١٩٨٤)

عنوان: مقدمه

پس از شکل‌گیری سکوی اپی‌کاتانگایی ایران، از زمان پرکامبرین پسین شرایط تشکیل رسوب‌های کم ژرفا و همانند فراهم آمده و محل مناسبی برای انباشت رسوب‌های حاصل از فرسایش فرازمین‌های گرانیتی و سرزمین‌های دگرگونی حاصل از رخداد کاتانگایی بوده است.شرایط کولابی – تبخیری پرکامبرین پسین بدون هیچ‌گونه رویداد زمین‌ساختی تا کامبرین پیشین ادامه داشته به همین رو رسوبات کامبرین آغازی ایران بیشتر کولابی – آواری است که با انباشت رسوب‌های دولومیتی آغاز و با مجموعه‌های شیلی ماسه‌سنگی سُرخ‌رنگ ادامه می‌یابد.

بخش بالایی نهشته‌های کامبرین پیشین ایران (سازند زاگون، سازند لالون) به رنگ سُرخ ارغوانی و نشانگر محیط‌های بسیار کم ژرفای اکسیدی است. شواهد زمین‌شناختی موجود نشان می‌دهد که در پایان کامبرین پیشین، پس از پسروی کامل دریا، سرزمین ایران به خشکی گسترده‌ای تبدیل شده ولی در کامبرین میانی – بالایی، بار دیگر شرایط دریای کم ژرفا فراهم آمده و در آن رسوبات دولومیتی، شیلی، سنگ‌آهک و ماسه‌سنگ انباشته شد. با این حال، وجود لایه‌های ناچیز گچ و لایه‌های دولومیتی دارای هم ریخت‌های نمکی، نشان می‌دهد که محیط دریایی کامبرین میانی – بالایی ژرفای چندانی نداشته است فسیل‌هایی از خانوادهٔ تریلوبیت‌ها، بازوپایان، مرجان‌ها، جلبک‌ها و کنودونت‌ها نشانگر برتری شرایط دریایی کم ژرفا در زمان یاد شده (کامبرین میانی – بالایی) است.

گفتنی است که در پاره‌ای از نقاط ایران به ویژه در شمال کرمان و جنوب خاوری زاگرس کافت‌های درون قاره‌ای پرکامبرین پسین، تا کامبرین پیشین و حتی اوایل کامبرین میانی ادامه داشته‌اند. به همین دلیل در این‌گونه نواحی، تفکیک انباشته‌های تبخیری – آتشفشانی پرکامبرین پسین ار ردیف‌های کامبرین پیشین امکان‌پذیر نیست.ردیف‌های رسوبی کامبرین ایران در بسیاری نقاط البرز،

ایران مرکزی و همچنین برخی نقاط کوه‌های زاگرس بیرون‌زدگی دارند. به دلیل تغییر رخساره‌های سنگی و زیستی و همچنین تفاوت نام واحدهای سنگ‌چینه‌ای، سنگ‌های کامبرین ایران به صورت ناحیه‌ای توصیف می‌شوند.

کامبرین در البرز – آذربایجان

به دلیل تفاوت‌های آشکار در نوع رخساره‌ها و شرایط رسوبی، به ویژه وجود یک ناپیوستگی آشکار، سنگ‌های کامبرین البرز – آذربایجان را می‌توان به دو مجموعهٔ کامبرین پیشین و کامبرین میانی – بالایی تقسیم کرد.

کامبرین پیشین در البرز – آذربایجان: تا پیش از سال ۱۳۶۱، ماسه‌سنگ‌های سُرخ‌رنگ سازند لالون را آغاز رسوبات کامبرین پیشین می‌دانستند. مطالعات حمدی (۱۹۸۹) نشان داد که مرز پرکامبرین – کامبرین از درون سازند سلطانیه می‌گذرد. به همین رو واحدهای سنگ‌چینه‌ای کامبرین پیشین البرز – آذربایجان عبارتند از: عضوهای ۳، ۴ و ۵ سازند سلطانیه، سازند باروت، سازند زاگون و سازند لالون. گفتنی است که توزیع جغرافیایی سازندهای یاد شده منحصر به البرز – آذربایجان نیست. وجود توالی‌های مشابه در نقاط مختلف ایران مرکزی و حتی کوه‌های زاگرس در خور توجه است و می‌تواند نشانهٔ شرایط یکسان رسوبی در نواحی یاد شده باشد.

« عضوهای ۳، ۴ و ۵ سازند سلطانیه »، ویژگی‌های سنگی و سنی مشابه ندارند. به عضو ۳ سازند سلطانیه « عضو دولومیت میانی Middle Dolomite Mbr.))» نام داده شده است که شامل ۴۰ تا ۷۲ متر سنگ‌های کربناتی چهره‌ساز است که ۴۰ متر زیرین آن سنگ‌آهک‌های سیلیسی خاکستری تیره و بقیهٔ آن دولومیت تا دولومیت آهکی روشن رنگ است. سنگواره‌هایی مانند پروتوکونودونت‌ها، معرف آشکوب مانی‌کای(Manykay) از کامبرین پیشین است. عضو ۴ سازند سلطانیه، به نام « عضو شیل بالایی ((Upper Shale Mbr.» شامل ۴۰ تا ۲۱۲ متر شیل‌های

رُسی – سیلت‌دار آهکی متمایل به سبز است که به طرف بالا به سنگ‌آهک‌های رُسی خاکستری تیره‌رنگ تبدیل می‌شود. در برش دلیر، در پایهٔ این عضو میان لایه‌هایی از شیل آهکی فسفات‌دار خاکستری تیره تا سیاه‌رنگ با حدود ۱۵ متر ضخامت وجود دارد.

در عضو شیل بالایی انواع گوناگونی از فسیل‌های پوسته‌دار، شکم‌پایان، هیولیتیدها، اسفنج‌ها و کونودونت‌های ابتدایی وجود دارد که تعلق این عضو را به آشکوب توماتین(Tommatian) قطعی می‌سازد.عضو ۵ سازند سلطانیه به نام « عضو دولومیت بالایی (Upper Dolomite Mbr.) » شامل ۲۵۰ تا ۷۹۰ متر دولومیت‌های توده‌ای، متبلور، صخره‌ساز، با رنگ روشن تا خاکستری روشن است. جلبک‌های استروماتولیتی به ویژه انواع Collenia فراوان‌ترین سنگوارهٔ این عضو و نشانگر آشکوب آتابانین (Atdabanian) از کامبرین پیشین است.

از نگاه لاسمی (۱۳۷۹)، بخش بیشتر سازند سلطانیه از سنگ‌های کربناتی پدید آمده که در سکوهای نوع رمپ نهشته شده‌اند و شامل دو توالی پسروندهٔ بزرگ است. توالی نخست با پیدایش نهشته‌های پیشروندهٔ کربنات‌های دولومیت پایینی آغاز و با بالا آمدن سطح آب دریا و ژرف‌تر شدن حوضه، نهشته‌های کربناتی جای خود را به شیل‌های تیره رنگ دارای چوآریا(Chuaria) ، وابسته به بخش شیل زیرین داده است. پس از پایین افتادن دوبارهٔ سطح آب، رخساره‌های کربناتی سکوی بخش دولومیت میانی بر جای گذاشته شده‌اند. توالی دوم، با شیل‌های تیره رنگ و فسفات‌دار عضو شیل بالایی آغاز شده و با دولومیت‌های بالایی پایان می‌یابد.

گفتنی است که جدا از البرز – آذربایجان، رخنمون‌های مشابهی از سازند سلطانیه در نواحی دامغان، شیرگشت، کاشمر، ازبکوه، خمین، گلپایگان، اراک، تفرش گزارش شده است. در منطقهٔ انارک، با وجود دگرگونی پیشرفته، گروه چاه‌گربه و مرمرهای لاک با سازند سلطانیه مقایسه شده‌اند. در ناحیهٔ عقدا، سازند شیلی هشم (Heshem Fm.) و سنگ‌آهک‌های جلبک‌ساز عقدا (Aghda Fm.) قابل قیاس با عضو شیل بالایی و دولومیت بالایی سازند سلطانیه است.سازند باروت(Barut Fm.) : در

محل بُرش الگو (۱۷ کیلومتری جنوب باختری زنجان) شامل ۷۱۴ متر شیل‌های رسی – سیلتی و ماسه‌ای دانه‌ریز، بسیار میکادار به رنگ ارغوانی، کمی سبز - خاکستری و سیاه است که میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک و دولومیت حاوی چرت و استروماتولیت، دارد. به دلیل داشتن گذر تدریجی با سازند سلطانیه (در زیر) و سازند زاگون (در بالا)، مقدار میان‌لایه‌های کربناتی در پایین به مراتب بیشتر از بخش بالایی است، به گونه‌ای که باروت را می‌توان سازند حدواسط سلطانیه و زاگون دانست.

در گذشته، سازند باروت بخشی از مجموعهٔ اینفراکامبرین ایران دانسته می‌شد، ولی یافته‌های فسیل‌شناسی جدید، جایگاه چینه‌شناسی و همچنین وجود انواع گوناگونی از سنگوواره‌ها مانند Biconulites sp.، استروماتولیت‌ها و دینوفلاژله‌ها سبب شده که سن قطعی این سازند آشکوب بوتومین ((Botomian از کامبرین پیشین باشد (حمدی، ۱۳۷۴). گسترش جغرافیایی سازند باروت محدود به البرز – آذربایجان نیست. جنوب سبزوار، شیرگشت، خاور تهران از مناطقی هستند که سازند باروت گزارش شده است. در شمال شهمیرزاد سمنان، سنگ‌های منسوب به سازند باروت، چهرهٔ متفاوتی دارند. جدا از افزایش درخور توجه ضخامت، تناوب‌های کربناتی به طور عمده محدود به بخش پایانی سازند است. در ناحیهٔ انارک، ردیف‌های مقایسه شده با سازند باروت، شیست‌های کلریتی – اپیدوتی هستند که « واحد پَتیار » نام دارند (الماسیان ۱۹۹۷).

سازند شیلی زاگون (Zagun Shale Fm) واحد سنگ‌چینه‌ای همگنی از شیل‌های آهک‌دار، ماسه‌سنگ ریزدانهٔ آرکوزی، سیلت سنگ میکادار زودفرسا است که رنگ متمایل به سُرخ ارغوانی دارد. در بُرش الگوی معرفی شده توسط آسرتو (۱۹۶۳)، ضخامت اندازه‌گیری شده در باختر آبادی زاگون، ۴۵۳ متر است ولی در دیگر بُرش‌ها، ضخامت‌های متفاوتی از سازند زاگون گزارش شده است. به عقیدهٔ اشتوکلین (۱۹۶۴) تغییر ضخامت سازند زاگون ناشی از تغییر رخسارهٔ جانبی و تبدیل آن به سازند باروت است. ولی، به احتمال فاز فرسایش پیش از سازند بالایی (لالون)، نقش

بیشتری دارد.بخش زیرین سازند زاگون به دلیل داشتن گل سنگ و سیلت سنگ سُرخ‌رنگ، ترک‌های گلی و قالب بلورهای تبخیری در یک محیط قاره‌ای خشک و به گمان قوی در یک محیط پلایایی انباشته شده است. سنگ‌های بخش بالایی این سازند، معرف محیط رودخانهٔ ماندری است (لاسمی، ۱۳۶۹).

سازند زاگون به جز بُرش کالشانه (ناحیهٔ شیرگشت)، در دیگر برش‌ها سنگواره ندارد. حمدی (۱۳۷۴) سن این رسوبات را معادل کامبرین پیشین و درخور مقایسه با سری لنین(Lenian) و به احتمال هم‌ارز آشکوب تویونین (Toyonian) می‌داند. توزیع جغرافیایی سازند زاگون در البرز – آذربایجان، نواحی گوناگون ایران مرکزی و حتی کوه‌های زاگرس درخور توجه است. در کافت‌های پرکامبرین پسین – کامبرین ایران مرکزی و زاگرس، ردیف‌های شیلی – سیلتی ارغوانی سازند زاگون، بدون داشتن جایگاه چینه‌شناسی شاخص، از جمله همراهان سری‌های ریزو، دسو و هرمز است.

سازند ماسه سنگی لالون (Sandstone Fm Lalun.): یکی از گسترده‌ترین سازندهای کامبرین پیشین ایران است که به تقریب در همه جا ترکیب سنگ‌شناسی مشابه دارد. شباهت‌های ظاهری به ویژه رنگ و سنگ‌شناسی این سازند با ماسه‌سنگ‌های دونین اروپا (ماسه سنگ سُرخ قدیمی (Old Red Sandstone) سبب شده بود تا این سازند به سن دونین دانسته شود. ولی، جایگاه چینه‌شناسی و نشانه‌های فسیلی موجود، تعلق آن را به کامبرین پیشین حتمی ساخته است.در محل بُرش الگو واقع در دامنهٔ خاوری دره لالون، و دیگر نقاط ایران، سازند لالون شامل ضخامت متغیری (۶۰۰ – ۴۰۰ متر) از ماسه سنگ‌های آرکوزی، متوسط دانه، کوارتزی، متراکم، به رنگ سُرخ ارغوانی است که به داشتن چینه‌بندی متقاطع و موج نقش، شاخص است. با وجود گستردگی زیاد، منشأ این ماسه‌سنگ‌های کوارتزی دانسته نیست. با این حال، وجود گارنت، آپاتیت، گلوکونیت و فسفات سبب شده تا این ماسه سنگ‌ها نتیجهٔ تخریب توده‌های گرانیتی و سنگ‌های دگرگونی

دانسته شوند که در محیط‌های رودخانه‌ای اکسیده انباشته شده‌اند.مرز زیرین ماسه سنگ‌های لالون با ردیف‌های سیلتی – شیلی زاگون تدریجی است به گونه‌ای که گاهی تفکیک این دو سازند دشوار است. با این حال، در پاره‌ای نقاط ایران (کوه‌های سلطانیه، پشت‌بادام، باختر‌کاشان، کرمان و ۰۰۰) وجود افق‌های کنگلومرایی و یا همبری لالون با ردیف‌های کهن‌تر از سازند زاگون، سبب شده تا یک فاز فرسایشی پیش از لالون حتمی دانسته شود.

حقی‌پور (۱۹۷۴) به رویداد عامل این سطح فرسایشی موازی، «زریگانین(Zariganian) » نام داده است. مرز بالایی سازند لالون در همه جا نشانگر یک ایست رسوبی سراسری، وابسته به رخداد میلایین ((Milaian است.وجود یک عضو شیلی ارغوانی و واحدی از ماسه‌سنگ کوارتزیتی سفیدرنگ (کوارتزیت رویی (Top Quartzite) در بالای سازند لالون سبب شده بود تا این سازند به سه عضو تقسیم شود که در بین آنها ماسه‌سنگ‌های کوارتزی بیشترین سهم را دارند. ولی، هم اکنون پذیرفته شده که کوارتزیت رویی، مرز ناپیوسته‌ای با ماسه‌سنگ‌های لالون دارد و ردیف‌های پیش روندهٔ کامبرین میانی – بالایی (سازند میلا) است. در ضمن عضو شیلی ارغوانی هم، به لحاظ چرخه‌های فرسایشی پیش از کوارتزیت رویی، در همه جا وجود ندارد. لذا، در زمین‌شناسی ایران « لالون » یادآور ماسه‌سنگ‌های آرکوزی سُرخ – ارغوانی کامبرین پیشین است. فقط در ناحیهٔ کرمان، هوکریده و همکاران (۱۹۶۲) به ماسه‌سنگ‌های مشابه، « سری داهو (DahuSeries) » نام داده‌اند، که با وجود اولویت در نام‌گذاری، چندان مورد استفاده نیست. به جز نشانه‌های فسیلی و آثار پای‌تریلوبیت‌های گروه ردلیچیا (Redlichia) به نام کروزیانا(Cruziana) ، سازند لالون سنگوارهٔ دیگری ندارد. و بنابراین، سن کامبرین پیشین آن بیشتر بر اساس جایگاه چینه‌شناسی است.تغییرات قائم رخساره‌های رسوبی سازندهای زاگون و لالون نشان دهندهٔ بخشی از یک ابرتوالی است که از جایگیری زیر محیط‌های گوناگون ساحلی – دلتایی، رودخانهٔ ماندری و پلایایی بر روی یکدیگر پدید آمده‌اند (لاسمی و همکاران، ۱۳۷۵).

کامبرین میانی - پسین در البرز – آذربایجان : « سازند میلا »، واحد سنگ‌چینه‌ای معرف سنگ‌های کامبرین میانی – بالایی البرز – آذربایجان و دیگر نواحی ایران (به جز کرمان) است. برش الگوی سازند میلا توسط روتنر و همکاران (۱۹۶۳)، در میلا کوه دامغان، به ضخامت ۵۸۵ متر اندازه‌گیری و معرفی شده است. نامبردگان به دلیل ناهمگنی‌های موجود، سازند میلا را به ۵ عضو تقسیم کرده‌اند که کم و بیش در بسیاری از نقاط ایران قابل شناسایی است.

« عضو ۱ سازند میلا » : ۱۸۹ متر دولومیت بدون فسیل همراه با میان‌لایه‌های مارنی و شیلی زردرنگ است.

« عضو ۲ سازند میلا » : ۸۹ متر سنگ‌آهک، لایه‌لایه، کمی ماسه‌ای به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری تیره است که تناوب ناچیزی از مارن و آهک مارنی دارد. تریلوبیت، بازوپا و هیولیتیده فراوان‌ترین سنگواره‌های این عضو هستند.

« عضو ۳ سازند میلا » : به عنوان بارزترین عضو این سازند، شامل ۸۲ متر سنگ‌آهک دانه درشت روشن رنگ، بلورین گلوکونیت‌دار است. تریلوبیت (گروه Anomocarella) و بازوپایان (به طور عمده از جنس Billingsella) نشانگر قسمت‌های زیرین و یا میانی کامبرین پسین هستند.

« عضو ۴ سازند میلا » : ۹۶ متر سیلت سنگ، ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک گلوکونی‌دار درشت‌دانه و مارن است که همچنان حاوی تریلوبیت‌ها و هیولیتیده کامبرین پسین است.

« عضو ۵ سازند میلا »: ۱۲۹ متر شیل بدون فسیل، ماسه‌سنگ و سنگ آهک‌های نازک لایه است که یک واحد ماسه سنگ کوارتزی سفید در قاعدهٔ آن وجود دارد. در میلا کوه (بُرش الگو) این عضو سنگواره ندارد ولی، در دیگر نقاط ایران، تعلق عضو ۵ به زمان اردویسین حتمی است. به همین دلیل، در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی از سازند میلا به عنوان یک واحد سنگ‌چینه‌ای به

سن کامبرین – اردویسین (کامبرو – اردویسین) یاد شده است. فرسایش پس از اردویسین سبب شده تا این عضو در همه جا وجود نداشته باشد .

لاسمی (۱۳۷۹) با توجه به رخساره و محیط رسوبی، بر این باور است که عضو ۵ سازند میلا در دریایی به نسبت ژرف و در پنجه‌های زیردریایی و دشت حوضه‌ای نهشته شده است. مطالعات دیرینه‌شناسی سازند میلا درخور توجه است که از میان آنها می‌توان به بررسی تریلوبیت‌های سازند میلا توسط کوشان (۱۹۷۳) در نواحی میلاکوه، شهمیرزاد، حسنک‌در، ابهر و روستای چپقلو اشاره کرد. در این مطالعات، کوشان در سازند میلا ۷ زون زیستی جداگانه شناسایی کرده که مؤید سن کامبرین میانی تا اردویسین (ترمادوسین) است.

از نظر جغرافیایی، سازند میلا گستردگی زیادی، در البرز، آذربایجان، ایران مرکزی و زاگرس دارد. اما، به نظر می‌رسد که به طرف دامنه‌های شمالی البرز، سازند میلا پس از کاهش ضخامت، به تدریج حذف می‌شود. پایداری ویژگی‌های سازند میلا در نواحی گوناگون ایران می‌تواند مؤید شرایط یکسان رسوبی حوضه‌های کامبرین میانی – پسین در گستره‌های وسیعی از ایران باشد. یافته‌های جدید زمین‌شناسی ایران نشان می‌دهد که:

× با توجه به شواهد روی زمین بستگی کوارتزیت رویی با سازند میلا بیشتر از سازند لالون است. به همین‌رو و بنا به توصیهٔ کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی، کوارتزیت رویی از سازند لالون حذف و ردیف‌های آغازین سازند میلا دانسته می‌شود و لذا، باید یک عضو به سازند میلا اضافه شود.

× همبری عضو ۵ بُرش الگو با دیگر عضوهای این سازند ناپیوسته و از نوع دگرشیبی موازی است. به همین دلیل و همچنین به دلیل داشتن سن اردویسین، توصیهٔ کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی ایران بر آن است که عضو ۵، از سازند میلا حذف شود.

× با توجه به افزودن یک عضو (کوارتزیت رویی) به قاعدهٔ سازند میلا و حذف یک عضو (عـضو ۵) از رأس این سازند، واحد سنگی میلا کماکان دارای ۵ عضو خواهد بود، مشروط بر آنکه از عضوهای ۱، ۲، ۳ و ۴ بُرش الگو، با شماره‌های ۲، ۳، ۴ و ۵ یاد شود.

کامبرین در ایران مرکزی

در گستره‌های وسیعی از ایران مرکزی، سنگ‌های کـامبرین همـان ویژگـی‌هـای کـامبرین البـرز – آذربایجان را دارند. به گونه‌ای در این نواحی نیز استفاده از نام‌های سلطانیه، باروت، زاگون، لالـون و میلا امکان‌پذیر است. اما، در حوضه‌های کافتی نـواحی عقـدا، شـمال کرمـان، بـافق و راور، سـیما و سنگ‌شناسی سنگ‌های کامبرین متفاوت از دیگر نواحی ایران مرکزی و البرز – آذربایجـان اسـت و همین امر سبب گردیده تا واحدهای سنگ‌چینه‌ای متفاوتی شناسایی و معرفی شوند (شکل ۴-۲) .

در « عَقدا » (بین نایین و یزد)، سنگ‌های کامبرین با حدود ۶۵۰ متر ضخامت بـا دولومیـت آغـاز می‌شود که با عضو دولومیت میانی سازند سلطانیه قابل قیاس می‌باشد. بر روی دولومیت‌های گفتـه شده، با یک ناپیوستگی چینه‌ای، ردیفی از شیل کربناتی میکادار به رنگ سبز زیتونی تا خاکستری، به ضخامت ۱۵۰ تا ۱۸۰ متر وجود دارد که نبوی (نقـشهٔ یـزد) بـه آن سـازند هـشـــم(Heshem Fm.) نـام داده اسـت. سـنگ‌آهـک‌هـــای نـازک لایـهٔ سـازند هـشم سـنگواره‌هـــایی ماننـد Protohertzina anabarica, Olivoodes multisulcatus دارد که حمدی (۱۳۷۴) آنهـا را متعلق به کامبرین پیشین می‌داند و لذا سازند هشم را با عضو شـیل بـالایی سـلطانیه قابـل قیـاس می‌داند. بر روی سازند هشم، واحد سنگ‌چینه‌ای دیگری متشکل از سنگ آهک‌هـای سـیاه رنـگ و کوه‌ساز به نام سازند عقدا (نبوی نقشهٔ یزد) وجود دارد که ضـخامت آن از ۳۵ تـا ۴۰۰ متـر متغیـر است.

از ویژگی‌های سنگ‌آهک‌های عقدا، فراوانی جلبک‌های کامبرین است که ساختار استروماتولیتی از نوع Columnaefacta Schenf usatica دارد. شواهد دیرینه‌شناسی و جایگاه چینه‌شناسی سبب شده تا حمدی (۱۳۷۴) بر این باور باشدکه سازند آهکی عقدا، هم‌ارز عضو دولومیت بالایی سازند سلطانیه است و سن آتابانین دارد. در ناحیهٔ عقدا، سازندهای باروت و زاگون وجود ندارد و سازند لالون با ناپیوستگی موازی روی سنگ‌آهک‌های عقدا نشسته است.

در « شمال کرمان »، ردیف‌های آغازین کامبرین پیشین (سلطانیه، باروت، زاگون) را باید در مجموعه‌های درهم سری ریزو و سری دسو جستجو کرد. در این نواحی (ساغند – بافق)، ضخامت سازند زاگون به لحاظ تغییر رخساره و تبدیل به سازند لالون متغیر است و گاهی به صفر می‌رسد. در دنبالهٔ رسوب‌گذاری زاگون، حجم بزرگی از ماسه سنگ‌های سُرخ – ارغوانی تشکیل شده که گاهی درشت دانه و حتی کنگلومرایی است. در شمال کرمان به این ماسه‌سنگ‌ها که جایگاه چینه‌نگاشتی و سنگ‌شناختی مشابه با سازند لالون دارد، «سری داهو » نام داده شده است (هوکریده، ۱۹۶۲) که حدود ۴۰۰ متر ماسه سنگ سُرخ – ارغوانی و میان‌لایه‌هایی از رُس ماسه‌ای است. این سری با واسطهٔ یک زون برشی قاعده‌ای به طور محلی و با دگرشیبی زاویه‌ای بر روی آهک‌های سری دسو قرار می‌گیرد. بخش بالایی این سری با کوارتزیتی سفیدرنگ، اغلب با قلوه‌هایی از چرت سیاه پوشیده می‌شود که هم‌ارز کوارتزیت رویی دیگر نواحی است. در کامبرین میانی، پس از یک ایست رسوبی آشکار، در اثر فرونشینی تدریجی کف حوضهٔ رسوبی، دریای کم ژرفای کامبرین میانی – بالایی بر نواحی شمال کرمان حاکم شده است. در شمال کرمان رسوبات کربناتی کامبرین میانی – بالایی با تغییرات ناچیز سنگ‌شناختی و افزایش لایه‌های شیلی سُرخ‌رنگ، کم و بیش با یک افق ماسه‌سنگ کوارتزی سفید آغاز می‌شود و به دنبال آن ردیف‌های کربناتی حاوی Redlichia می‌آید. سنگ‌شناسی این مجموعه شباهت نزدیکی با سازند میلا دارد، ولی در شمال کرمان برای این سنگ‌ها، نام « سازند کوهبنان (Kuhbanan Fm.) » انتخاب شده است (هوکریده و همکاران، ۱۹۶۲).

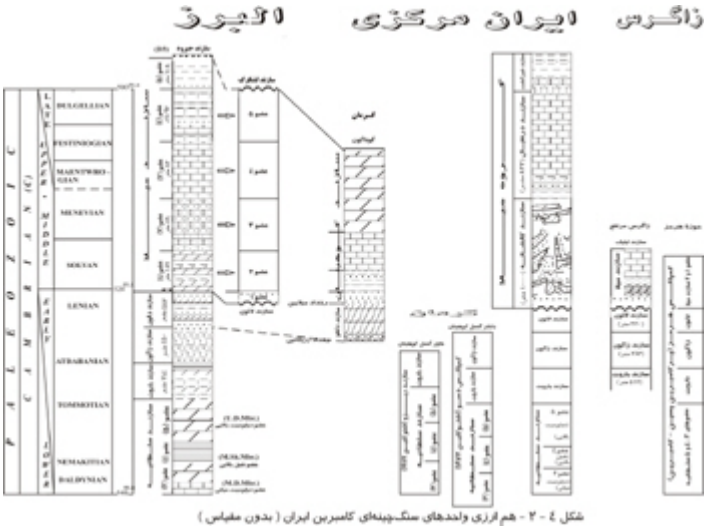
اگرچه سازند کوهبنان ناحیهٔ کرمان با سازند میلا قیاس شده، اما ولفارت (۱۹۷۴) و حمدی (۱۳۷۴) بر این باورند که تغییرات سنی سازند کوهبنان از اواخر کامبرین پیشین تا کامبرین میانی است. گسترش جغرافیایی سازند کوهبنان محدود به نواحی کرمان، کوهبنان، راور و رفسنجان است.

در « ناحیهٔ شیرگشت » (شمال طبس)، ردیف‌های کامبرین پیشین مشابه سازندهای سلطانیه، باروت، زاگون و لالون دیگر نواحی ایران است. ولی، در این ناحیه، روتنر و همکاران (۱۹۶۴)، در روی ردیف‌های کامبرین پیشین، یک واحد سنگ‌چینه‌ای در مرتبهٔ گروه معرفی کرده‌اند که شامل سه سازند کالشانه، درنجال و شیرگشت است. دو سازند کالشانه و درنجال به سن کامبرین میانی – پسین و سازند شیرگشت به سن اردویسین است.

سازند کالشانه (Kalshaneh Fm.) : مجموعهٔ درهمی از سنگ‌های رسوبی (دولومیت، سنگ‌آهک، شیل، ماسه‌سنگ- گچ) و سنگ‌های آتشفشانی (بیشتر دیاباز) است که فاقد نظم چینه‌ای است به همین دلیل، بُرش الگو ندارد و ضخامت آن حدود ۱۰۰۰ متر برآورد شده است. جایگاه چینه‌شناسی ظاهری سازند کالشانه سبب شده تا این مجموعهٔ درهم به سن کامبرین میانی دانسته شود ولی عناصر سازنده، سیمای ظاهری و ساخت پیچیدهٔ آن یادآور مجموعهٔ دسو، به سن پرکامبرین پسین – کامبرین، است.

سازند درنجال : در محل بُرش الگو، شامل ۸۲۳ متر سنگ‌آهک‌های نازک لایه با هوازدگی کرم – قهوه‌ای روشن همراه با میان‌لایه‌هایی از آهک‌های اسپاری، مارن و سیلت سنگ است که گاهی ترک‌های گلی و بلورهای دروغین نمک دارد. مرز زیرین سازند درنجال به خوبی توصیف نشده است. مرز بالایی آن با یک لایهٔ کلیدی راهنما از سنگ‌آهک، به ضخامت حدود ۲۰ متر، مشخص می‌شود که به داشتن بازوپایان فراوان مشخص است. در ناحیهٔ شیرگشت به دلیل تدریجی بودن گذر کامبرین به اردویسین، این لایهٔ کلیدی حاوی بازوپا، به عنوان مرز دو سیستم کامبرین و اردویسین انتخاب شده است. انواعی از تریلوبیت‌ها (Saukia sp.,

Idahoia sp, Iranaspis sp. و ۰۰۰) و همچنین نمونه‌هایی از بازوپایان (Obolus sp. Billingsella sp. و ۰۰۰) معرف زمان کامبرین میانی – پسین و نشانگر هم‌ارزی سازند درنجال، به ویژه با عضوهای ۲، ۳ و ۴ سازند میلا است (کوشان، ۱۹۷۳).



شکل ٤ - ۲ - هم ارزی واحدهای سنگ‌چینه‌ای کامبرین ایران (بدون مقیاس)

کامبرین در زاگرس

در پهنهٔ زاگرس سنگ‌های کامبرین دو رخسارهٔ متفاوت دارند.

در منطقهٔ فارس، بیشتر انباشته‌های تبخیری سری هرمز، سن کامبرین دارد و به نظر می‌رسد که سکوی فارس باریکه‌های کافتی پرکامبرین پسین تا زمان کامبرین ادامه داشته‌اند، به گونه‌ای که به باور اشتوکلین (۱۹۹۰)، « کمپلکس هرمز » هم‌ارز جانبی و زمانی سازندهای بایندور، سلطانیه، باروت، زاگون، لالون و عضو (۱) سازند میلا است و حتی قویدل سیوکی (۱۳۵۹) بر اساس شواهد پالینولوژی، در چاه شمارهٔ (۱) درنگ، مرز بالای نمک‌های هرمز را متعلق به کامبرین بالایی می‌داند. زاهدی (۱۳۷۹) نیز وجود نهشته‌های نمک کامبرین میانی را در زاگرس مرتفع گزارش کرده است و تغییر سن نمک‌ها از پرکامبرین پسین تا کامبرین سبب شده تا گاهی نمک‌های زاگرس به دو سن متفاوت دانسته شوند، ولی تداوم شرایط تشکیل نمک از پرکامبرین پسین تا کامبرین پیشین بیشتر محتمل است.

در زاگرس مرتفع، سنگ‌های کامبرین به ویژه در کوه دنا، زردکوه، اشترانکوه، سبزو، چال‌پرواری برونزد دارند. بُرش چال‌پرواری یکی از کامل‌ترین ردیف‌های کامبرین زاگرس است که حدود ۱۳۵۶ متر ستبرا دارد (مطیعی، ۱۳۷۲). در این نواحی (زاگرس مرتفع) ردیف‌های کامبرین، سنگ رخساره‌ای به طورکامل مشابه با البرز، آذربایجان و گستره‌های وسیعی از ایران مرکزی دارند. شباهت سنگ‌شناختی حاکی از شرایط یکسان رسوبی است، به گونه‌ای که استفاده از نام سازندهای کامبرین البرز – آذربایجان همچنان در پهنهٔ زاگرس امکان‌پذیر است .سازند سلطانیه : به عنوان ردیف‌های آغازین کامبرین، در زاگرس مرتفع گزارش نشده است.

ولی در زاگرس چین‌خورده، بخشی از سری هرمز می‌تواند هم‌ارز جانبی سلطانیه باشد.سازند باروت : بهترین رخنمون را در کوه سبزو دارد که شامل ۱۵۲ متر دولومیت نازک لایه با میان‌لایه‌هایی از شیل سُرخ – ارغوانی است. در کوه دنا، سازند باروت با ۵۱۲ متر ضخامت، سنگ‌شناسی مشابهی با کوه سبزو دارد. در این نواحی، سازند باروت سنگواره ندارد، ولی با توجه به مقایسه‌های منطقه‌ای، به سن کامبرین پیشین دانسته شده است.

سازند شیلی زاگون : در کوه دنا (۲۸۳ متر)، سبزو، کوه لاجین و کوه گره شامل شیل‌های میکادار رنگارنگ، از سُرخ ارغوانی تا سبز – آبی، است که به طرف بالا، به تدریج ماسه‌ای می‌شود. به گونه‌ای که ردیف‌های پایانی آن از نوع ماسه‌سنگ‌های سُرخ‌رنگ و ریزدانه و شیل است. مانند دیگر نقاط ایران، در کوه‌های زاگرس هم زاگون سنگواره ندارد، ولی با توجه به جایگاه چینه‌شناسی به سن کامبرین پیشین است.

سازند ماسه‌سنگی لالون : در بیشتر نقاط زاگرس مرتفع، به جز زردکوه، رخنمون دارد. اگرچه در این نواحی ماسه‌سنگ‌های کوارتزی ارغوانی رنگ لالون شبیه ردیف‌های مشابه با دیگر نقاط ایران است، ولی نبوی (۱۳۵۴) بر این باور است که، در مقایسه با دیگر نواحی، ماسه‌سنگ‌های لالون زاگرس رنگ روشن‌تری دارد و کمتر کوارتزی است.

سازند میلا : در زاگرس به خوبی با بُرش الگوی آن در البرز قابل مقایسه است (مطیعی، ۱۳۷۲). اگرچه گاهی به این نهشته‌ها « سازند بازفت » گفته شده ولی واژهٔ سازند میلا کاربرد بیشتری دارد. شمال دره بازفت، زردکوه، کوه سبزو، کوه لاجین، کوه گره و کوه دنا، بخش‌هایی از زاگرس مرتفع هستند که سازند میلا رخنمون دارد.

ستوده‌نیا (۱۹۷۵)، سازند میلای زاگرس را به سه عضو تقسیم کرده است.

عضو A (در پایین)، حدود ۷۰ متر دولومیت با کمی شیل است که سنگوارهٔ شاخص ندارد.

عضو B (در وسط)، ضخامت متغیری (۲۶ تا ۱۳۷ متر) شیل‌های سُرخ – سبز و سیلت سنگ است که در قسمت میانی آن تناوبی از دولومیت وجود دارد. این عضو هم سنگوارهٔ بارز ندارد.

عضو C (در بالا)، تناوب منظمی از سنگ‌آهک نازک‌لایه و شیل است که گاهی لایه‌های ماسه‌سنگی و دولومیتی به آن افزوده می‌شود.

بر اساس سنگوارهایی مانند Billingsella cf. rhombo, Billingsella sp., Obolus sp.، سن این عضو، کامبرین میانی تا پسین است، ولی بر اساس مطالعات گرده شناسی، قویدل (۱۹۹۰) اکریتارک‌های عضوC را به سن کامبرین میانی تا بالایی و تا حدی ترمادویسین آغازین از اردویسین می‌داند.

اردویسین در ایران

عنوان: مقدمه

در ایران سنگ‌های اردویسین گسترش محدود دارند و به استثنای ناحیهٔ شیرگشت، در دیگر سایر، سنگ‌های اردویسین با یک واحد آواری از ماسه‌سنگ‌های کوارتزی سفیدرنگ آغاز می‌شود که با سنگ‌های کهن‌تر ارتباط ناپیوسته از نوع دگرشیبی فرسایشی دارد. با این حال، در ناحیهٔ کلمرد

(باختر طبس) همبری انباشته‌های اردویسین با سنگ‌های پرکامبرین (سازند کلمرد) از نوع دگرشیبی زاویه‌ای و با گرانودیوریت‌های این زمان (پرکامبرین) از نوع دگرشیبی آذرین‌پی است (شکل ۴-۳). وجود برونزدهای مشترک سنگ‌های کامبرین و اردویسین سبب شده تا همبری سنگ‌های یاد شده پیوسته دانسته شود، در حالی که ناپیوستگی‌های یاد شده شواهدی از یک ایست رسوبی پیش از اردویسین است که به جز فرونشست شیرگشت در دیگر نقاط ایران اثرگذار بوده است.

به جز ناحیهٔ تالش و لرستان که سنگ‌های اردویسین کربناتی است، در دیگر نقاط ایران، ردیف‌های اردویسین بیشتر از نوع شیل، سیلت سنگ و ماسه‌سنگ است که به داشتن رنگ متمایل به سبز و سنگ‌واره‌هایی از نوع تریلوبیت، بازوپا و سیستوییدها شاخص هستند. ثابت بودن نسبی رخسارهٔ سنگ‌های اردویسین می‌تواند حاکی از محیط‌های دریایی کم ژرفای کنار قاره در سراسر ایران باشد. اشتامفلی (۱۹۷۸) محیط ته‌نشینی این رسوبات را به یکی از مسیرهای عبور دریای برقاره‌ای ایران مرکزی با تتیس کهن دانسته است، ولی لاسمی (۱۳۷۹) به محیط‌های رسوبی ژرف باور دارد که به تدریج به نهشته‌های فلات قاره و سپس نهشته‌های ساحلی تبدیل می‌شده است.

جدا از سنگ‌های رسوبی، در نواحی ماکو، اسفراین، جنوب خاوری زون سنندج – سیرجان و کوه‌های تالش، سنگ‌های اردویسین ایران دارای انواعی از سنگ‌های آذرین بیرونی هستند که بیشتر از نوع گدازه‌های بازیک زیردریایی است. اشتامفلی (۱۹۷۸)، بربریان (۱۹۸۱)، علوی (۱۹۹۱)، روانه‌های بازالتی یاد شده را بخشی از مجموعهٔ ماگمایی اردویسین – سیلورین می‌دانند که در اثر نخستین شکستگی سکوی پالئوزوییک ایران شکل گرفته‌اند.توزیع جغرافیایی سنگ‌های اردویسین در نقاط مختلف کوه‌های البرز – آذربایجان (اسفراین، شمال شاهرود، عَلَم‌کوه، میلا کوه، طالقان، آبیک، خلخال، ماکو، تالش، ارومیه، مهاباد، شمال باختری تبریز)، ایران مرکزی (شیرگشت، کلمرد، کرمان، ۰۰۰) و زاگرس (زردکوه، گهکم، فراقان) نشان می‌دهد که با وجود رخنمون‌های محدود و

پراکنده، پیشروی دریای اردویسین بسیار گسترده بوده است، به طوری که حتی پاره‌ای از فرازمین‌های کهن پرکامبرین مانندکلمرد (باختر طبس) و عَلَم‌کوه (باختر کلاردشت) با دریای پیشروندهٔ اردویسین پوشیده شده‌اند. و لذا، نبود و کمبود رخنمون‌های اردویسین را می‌توان حاصل چرخه‌های فرسایشی پس از اردویسین دانست.از نظر سن، سنگ‌های اردویسین ایران به طور کلی به اردویسین پیشین تا میانی تعلق دارند. اما، در شمال باختری کرمان و در زاگرس،

تغییرات سنی ردیف‌های مورد سخن تا اردویسین پسین است. نبود سنگ‌های اردویسین پایانی می‌تواند نتیجهٔ پسروی دریا و آغاز جنبش‌های معادل کالدونین باشد هر چند که چرخه‌های فرسایشی بعدی نیز در فرسایش و حذف مؤثر بوده‌اند. افت سطح دریا در نتیجهٔ یخبندان اردویسین پسین که به ظاهر عربستان را تحت تأثیر قرار داده می‌تواند در پسروی دریای اردویسین پایانی نقش داشته باشد. گفتنی است که از شواهد یخبندان اواخر اردویسین عربستان، در ایران اثری دیده نشده که شاید نشانگر این نکته باشد که ایران در عرض‌های شمالی‌تر قرار داشته است. با وجود یکی بودن رخساره‌های سنگی، بررسی سنگ‌های اردویسین در سه پهنهٔ البرز – آذربایجان، ایران مرکزی و زاگرس می‌تواند بیانگر نام و ویژگی‌های چینه‌شناختی این انباشته‌ها باشد.

اردویسین در البرز – آذربایجان

در البرز –آذربایجان، نهشته‌های اردویسین رخنمون متعدد، ولی گسترش محدود دارند و در همه جا پس از یک ایست رسوبی، به طور هم‌شیب، بر روی سنگ‌های کامبرین و یا قدیمی‌تر قرار دارند. در این نواحی (البرز – آذربایجان) سه واحد سنگ‌چینه‌ای « لشکرک »، «عضو ۵ سازند میلا » و « سازند قلی » نشانگر ردیف‌های اردویسین اندکه از میان آنها سازند لشکرک کاربرد بیشتری دارد.سازند لشکرک : با ۱۷۵ متر ضخامت، توسط گانسر و هوبر (۱۹۶۲) شناسایی و توسط گلاس (۱۹۶۵)، در خاور قلهٔ لشکرک (شمال طالقان، باختر کلاردشت) مطالعه و معرفی شده که مرز

زیرین آن با سازند لالون گسلی و در بالا با سازند آهکی مبارک (کربنیفر) پوشیده می‌شود. بُرش الگوی سازند لشکرک متشکل از سه واحد زیر است.

۱- ۹۵ متر، شیل و ماسه سنگ با یک افق ۶۰ متری از دولومیت زرد تا سُرخ چرت‌دار بدون فسیل در قاعده.

۲- ۲۵ متر، سنگ‌آهک گره‌دار به رنگ سُرخ همراه با تناوبی از مارن، دارای تریلوبیت، سیستوئید و بازوپا.

۳- ۵۵ متر، تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ همراه با لایه‌های نازکی از سنگ‌آهک بی فسیل (در بالا).دولومیت‌های چرت‌دار واحد پایینی با ردیفی از ماسه‌سنگ کوارتزی پوشیده می‌شود و با تناوب‌های شیل و ماسه‌سنگ ادامه می‌یابد. ۶۰ متر دولومیت چرت‌دار بُرش الگو در همه جا وجود ندارد و به دو طرف، پس از نازک شدن از بین می‌رود و سازند لشکرک بیشتر با افق ماسه‌سنگ کوارتزی سفیدرنگ آغاز می‌شود. به نظر می‌رسد دولومیت‌های چرت‌دار مورد سخن بخشی از سنگ‌های کامبرین (سازند میلا) هستند و لذا شایسته است از سازند لشکرک حذف گردند. بر اساس سنگواره‌های موجود، به ویژه Orthia, Michelinoceras sp., Orthoceras sp., sp Endoceras. سن سازند لشکرک اردویسین پیشین تا میانی است.

« عضو ۵ سازند میلا »، ۱۲۹ متر شیل، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک‌های نازک لایه است که با افقی از کوارتزیت سفیدرنگ آغاز می‌شود و ارتباط ناپیوسته‌ای با عضوهای کهن‌تر سازند میلا دارد. ویژگی‌های سنگی و سنی این عضو مشابه سازند لشکرک است به همین‌رو، کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی ایران استفاده از واژهٔ عضو ۵ سازند میلا را توصیه نمی‌کند و نظر بر این است که در تمام نقاط البرز – آذربایجان به سنگ‌های اردویسین، سازند لشکرک گفته شود.

سازند قلی (Qelli Fm): در ۵۰ کیلومتری جنوب باختری شهرستان بجنورد، در زیر شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های سبزرنگ اردویسینحدود ۱۶۰ متر آگلومرا به رنگ سبز روشن همراه با سنگ‌های آتشفشانی قلیایی وجود دارد. حضور آتشفشانی‌های یاد شده سبب گردیده تا افشار حرب (۱۳۷۳) از نام سازند قلی استفاده کند که شامل سه بخش جداگانه است:بخش پایینی با ۲۶۲ متر ضخامت شامل آگلومرا، سنگ‌های آتشفشانی قلیایی، سنگ‌آهک، شیل و شیل آهکی است.بخش میانی با ۴۱۲ متر ضخامت شامل شیل، ماسه‌سنگ، سیلت سنگ قهوه‌ای، سیلت آهکی و شیل میکادار است.بخش بالایی با ۲۲۴ متر ضخامت شامل شیل سیلتی، ماسه‌سنگ، سیلت ماسه‌سنگی و شیل است. جدا از بُرش الگو (روستای قلی – باختر اسفراین) سازند قلی را می‌توان در نواحی سالوگ، گزن، جلگهٔ شقان، جنوب خاوری گرگان دید. در بین روستاهای خوش ییلاق و تیل‌آباد (در امتداد راه شاهرود به آزادشهر) ۱۱۵ متر تناوب شیل و ماسه‌سنگ میکادار به رنگ خاکستری زیتونی وجود دارد که در قاعدهٔ آن ۶۵ متر بازالت و آگلومرا دیده می‌شود (اشتامفلی، ۱۹۷۴). می‌توان این مجموعه را با سازند قلی مقایسه کرد. ساخت‌های رسوبی، دانه‌بندی تدریجی، قالب حفر شدگی‌های قاشقی و شیاری، لایه‌بندی مورب، چین‌های لغزشی، لایه‌بندی پیچیده و چرخه‌های کامل و ناقص بوما سبب شده تا لاسمی (۱۳۷۹)، انباشتگی سازند قلی را در یک دریای ژرف و توسط جریان‌های توربیدیتی بداند.لازم به ذکر است که گدازه‌های اردویسین محدود به البرز خاوری نیست. در ناحیهٔ کلور از توابع خلخال، گدازه‌های زیردریایی، به رنگ سبز تیره، وجود دارد که تناوب‌های کربناتی درون آن حاوی کنودونت‌های اردویسین است (حمزه‌پور، ۱۹۷۰).

اردویسین در ایران مرکزی

در گستره‌های وسیعی از ایران مرکزی، سنگ‌های اردویسین شامل نهشته‌های دریایی از نوع شیل، ماسه‌سنگ، مارن و سنگ‌های کربناتی با فسیل تریلوبیت، بازوپا، کنودونت و ۰۰۰ است در ناحیهٔ شیرگشت، روتنر و همکاران (۱۹۶۸) به این انباشته‌ها « سازند شیرگشت » نام داده‌اند که سومین

سازند از گروه میلا است.بُرش الگوی سازند شیرگشت با ستبرای حدود ۱۲۳۶ متر، ضخیم‌ترین انباشته‌های اردویسین ایران است. بخش زیرین این سازند شامل ۵۷ متر سنگ‌آهک‌های گرهک‌دار با میان‌لایه‌هایی از مارن است که با چند ده متر سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای سُرخ فسیل‌دار پوشیده می‌شود. ولی، حجم اصلی سازند شیرگشت را انباشته‌های شیلی و ماسه‌سنگی سبز رنگ تشکیل می‌دهد که میان‌لایه‌هایی از سنگ‌های کربناتی آهکی دارد. بر خلاف دیگر نقاط ایران، در ناحیهٔ شیرگشت گذر کامبرین پسین (سازند درنجال) به اردویسین (سازند شیرگشت) تدریجی است و یک لایه سنگ‌آهک دارای بازوپایان به نام لایه‌های بیلینگ‌لا این دو را از همدیگر جدا می‌سازد. تجمع سنگواره‌های گوناگون، سن اردویسین پیشین تا میانی را برای سازند شیرگشت تعیین می‌کند.جدا از تفاوت‌های درخور توجه ضخامت، ویژگی‌های سنگی سازند شیرگشت کم و بیش در سایر برونزدهای اردویسین ایران مرکزی به ویژه نواحی کلمرد، ازبکوه، جام، انارک، کرمان و ۰۰۰ حفظ شده است و به همین دلیل در همه جا از نام سازند شیرگشت استفاده می‌شود. خور، تنها ناحیه‌ای از ایران مرکزی است که سنگ‌های اردویسین آن دگرگونی و به سن اردویسین پسین است (آیستوف، ۱۹۸۴).

اردویسین در زاگرس

در کوه‌های زاگرس، همانند دیگر نواحی ایران، رخسارهٔ چیرهٔ سنگ‌های اردویسین ردیف‌های شیلی – ماسه‌سنگی متمایل به سبز است که به ویژه در کوه سورمه، زردکوه، چالی شه و کوه فراقون برونزد دارند. در کوه‌های زاگرس سه واحد سنگ‌چینه‌ای زیر نشانگر نهشته‌های اردویسین هستند:

۱- سازند ایلبیک : شامل حدود ۲۷۳ متر شیل و ماسه‌سنگ است که به طور هم‌شیب و مابین سازند میلا (در زیر) و سازند زردکوه (در بالا) قرار دارد. در نواحی که سازند زردکوه وجود ندارد (کوه چالی‌شه) مرز بالایی سازند ایلبیک با سازند فراقون (پرمین) از نوع دگرشیبی است.