۲- سازند زردکوه : که فقط در امتداد زردکوه رخنمون دارد شامل شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز است که توسط ستوده‌نیا به دو عضو غیر رسمی تقسیم شده است. عضو پایینی زردکوه حدود ۹۰ متر شیل و ماسه سنگ است که با همبری ناگهانی و پیوسته بر روی سازند ایلبیک قرار دارد و به داشتن تریلوبیت شاخص است. عضو بالایی سازند زردکوه با حدود ۲۴۷ متر ضخامت همچنان از نوع شیل و ماسه‌سنگ است که در بخش میانی آن یک لایهٔ کنگلومرایی وجود دارد. این عضو، به داشتن گراپتولیت، بارز است. تریلوبیت‌های عضو پایینی و گراپتولیت‌های عضو بالایی سازند زردکوه مبین سن اردویسین است، ولی، آکریتارک‌ها، کیتینوزواها و اسکلوکودونت‌ها نشان می‌دهد که ۱۱۰ متر قسمت زیرین سازند زردکوه به آشکوب ترمادویسین پسین و بخش بالایی آن معرف آشکوب آرنیگین تا لانویرنین از اردویسین می‌باشد (مطیعی، ۱۳۷۲).بر اساس مطالعات برگریزان (۱۳۷۳)، ستون قائم سنگ‌های اردویسین شمال بندرعباس، گویای یک چرخهٔ (توالی) بزرگ کم ژرفا شونده است که در آن، نهشته‌های بخش ژرف دریا به تدریج به نهشته‌های فلات قارهٔ زیر پایهٔ امواج توفانی و سپس به نهشته‌های ساحلی تبدیل می‌شود و سرانجام به ناپیوستگی پیش از سیلورین پایان می‌پذیرد. این ناپیوستگی ممکن است در نتیجهٔگسترش یخچال‌های پایان اردویسین باشد (لاسمی، ۱۳۷۹).

۳- سازند سیاهو : نام جدیدی است که به ردیف‌های شیلی و ماسه‌سنگی اردویسین زاگرس داده شده است. بُرش الگوی این سازند را قویدل (۱۳۷۳) در تنگ زکین کوه فراقون، در فاصلهٔ ۶۵ کیلومتری شمال بندرعباس مطالعه و معرفی نموده است.در بُرش الگو، سازند سیاهو با ۸۰۷ متر ستبرا، با حدود ۳۰ متر ماسه‌سنگ الوان، دانه درشت و قلوه‌دار دارای ساخت‌های رسوبی موج نقش و لایه‌بندی متقاطع آغاز می‌شود و با توالی به نسبت همگنی از شیل‌های سیلتی میکادار به رنگ زیتونی – خاکستری، ماسه‌سنگ‌های ریزدانهٔ خاکستری و سنگ‌آهک‌های قهوه‌ای فسیل‌دار ادامه می‌یابد. در محل بُرش الگو، همبری پایینی مشخص نیست ولی، در دیگر نقاط، همچون ارتفاعات لرستان و خوزستان با سازند زردکوه است. مرز بالایی این سازند به یک دگرشیبی فرسایشی است.با

وجود اورتوسراس، تریلوبیت، کرینوییید، بریوزوآ و بازوپای فراوان، تعیین سن سازند سیاهو تنها بر مبنای ارزش چینه‌شناسی گونه‌های مختلف پالینومورف قرار داردو قویدل، در محل بُرش الگو ۱۰۰ گونه پالینومورف شناسایی کرده که در ۶ زون زیستی آکریتارک و ۴ زون‌زیستی کیتینوزوآ سامان داده شده‌اند.

بر پایهٔ مطالعات یاد شده، زمان اردویسین بالایی (کارادوسین – آشگیلین) برای سازند سیاهو پیشنهاد شده است. گراپتولیت‌های مطالعه شده توسط ریکارد و همکار (۲۰۰۰ میلادی) منجر به شناسایی دو زون زیستی شده است. زون زیستی persculptus متعلق به آشکوب آشگیل از اردویسین پسین و زون زیستی conceps که متعلق به جوان‌ترین قسمت اردویسین پسین است. جدا از بُرش الگو، سازند سیاهو همچنان در کوه سورمه، چند چاه اکتشافی در فارس، ولی به ضخامت‌های متغیر، شناسایی شده است.سنگواره‌های گوناگون، معرف محیط‌های دریایی است، ولی ساخت‌های رسوبی فراوان که در افق‌های مختلف سازند سیاهو وجود دارد، حاکی است که دریای اردویسین زاگرس ژرفای چندانی نداشته است. ویژگی‌های سنگی سازند سیاهو و جایگاه چینه‌شناسی آن به خوبی قابل قیاس با نهشته‌های شیلی – ماسه‌سنگی اردویسین دیگر نواحی ایران و معرف شرایط یکسان رسوبی است. (**شکل ۴-۳**)

سیلورین در ایران

عنوان: مقدمه

جغرافیای دیرینه و چگونگی پراکنش سنگ‌های سیلورین در ایران این باور را به وجود آورده است که به لحاظ تداوم حرکات شاغولی وابسته به رخداد کالدونین و یا گسترش جهانی یخچال‌ها و افت سطح دریاها، در زمان سیلورین خشکی ایرانزمین وسعت بیشتری داشته و به همین‌رو، در ایران، دورهٔ سیلورین، یک دورهٔ نبود رسوبگذاری است. با این حال، در نواحی محدودی از البرز خاوری، ایران مرکزی و جنوب خاوری زاگرس سنگ‌هایی به سن سیلورین گزارش شده است. به همین

دلیل، نبوی (۱۳۵۵) بر این باور است که در پیامد جنبش‌های زمین‌ساختی کالدونی، بخش شمال و شمال باختری ایران به صورت خشکی (خشکی کالدونی) درآمده است.

مرز خاوری این خشکی از علی‌آباد گرگان آغاز و پس از گذر از سمنان و محلات به زردکوه بختیاری رسیده است. ولی، وجود سنگ‌های سیلورین در تالش، محدودهٔ این خشکی را پرسش‌آمیز می‌سازد.سنگ‌های سیلورین ایران بیشتر شامل شیل، سنگ آهک و ماسه‌سنگی حاوی انواع گراپتولیت، مرجان، بازوپایان، تریلوبیت و کنودونت است که نشانگر محیط‌های رسوبی از نوع کم ژرفا است. یکی از ویژگی‌های سنگ‌های سیلورین ایران، فراوانی سنگ‌های آتشفشانی از نوع بازالت‌های زیردریایی است که تأییدی بر یک مرحلهٔ بازشدگی(Opening Stage) در پوستهٔ کراتونی سکوی پالئوزوییک ایران است. گفتنی است در برخی نقاط ایران (جنوب گرگان، جنوب خاوری زون سنندج – سیرجان)، سنگ‌های آذرین سیلورین نسبت به سنگ‌های رسوبی این زمان گسترش بیشتری دارند.

سیلورین در ایران مرکزی

برای نخستین بار، روتنر و همکاران (۱۹۶۸)، برای سنگ‌های سیلورین ایران مرکزی نام «سازند نیور(Niur Fm.) » را انتخاب کردند که نخستین سازند از گروه گوشکمر(Gushkamar Group) است و در محل بُرش الگو (روستای نی‌وار در جنوب خاوری ازبکوه) متشکل از ۴۴۶ متر سنگ‌آهک‌های قهوه ای تیرهٔ مرجان‌دار با میان‌لایه‌های ناچیز از شیل و یک بخش دولومیتی در قسمت زیرین است. رخسارهٔ سنگ‌های سیلورین بُرش الگو در تمام ایران مرکزی ثابت نیست، به گونه‌ای که در ناحیهٔ شیرگشت، سازند نیور شامل ۶۲۸ متر نهشته‌های ماسه‌سنگی سفیدرنگ همراه با لایه‌های آهکی فسیل‌دار است که به عنوان برش مرجع (Reference Section) شناخته می‌شود و همین رخسارهٔ آواری سیلورین است که در بسیاری از نواحی ایران مرکزی از جمله جام،

ترود، شمال بافق، انارک، کاشان و ۰۰۰ عمومیت دارد و معرف رخساره‌های آواری حاصل از کوهزایی کالدونین است.

یکی از ویژگی‌های سنگ‌های سیلورین ناحیهٔ شیرگشت حضور جریان‌های گدازه تیره‌رنگ با ترکیب بازالت اولیوین‌دار است که به طور عموم در بخش پایینی سازند جای دارند و یادآور تکاپوهای آتشفشانی سیلورین البرز خاوری است. افزون بر ناحیهٔ شیرگشت، گدازه‌های بازی سیلورین، همچنان بخشی از سنگ‌های سیلورین نواحی جام، ترود، شمال بافق و زرند کرمان را تشکیل می‌دهد.فراوانی مرجان، بازوپایان، کنودونت و انواع گوناگونی از پالینومورف‌های دریایی (آکریتارک، کیتینوزوا و ۰۰۰) در بُرش الگو و بُرش مرجع و مطالعهٔ دقیق این سنگواره‌ها سبب شده، تا ضمن تأیید محیط رسوبی دریای کم عمق و نزدیک به ساحل، سن سیلورین میانی – پسین سازند نیور مسجل باشد.در خاور ایران مرکزی به ویژه در نواحی طبس، جام (سازند بزکوه، علوی نایینی، ۱۹۷۲)، باختر کاشمر، کاشان، انارک، نیشابور، خور، شمال بافق، زرند کرمان، رفسنجان، رخساره‌های آواری و گاه گدازه‌های آتشفشانی سازند نیور گسترش درخور توجه دارند.

با وجود این، در شمال کرمان (ناحیهٔ زرند) رسوبات سیلورین بیشتر از نوع سنگ‌آهک تیرهٔ فسیل‌دار همراه با دولومیت، کوارتزیت و شیل است که لایه‌هایی از گچ و دست کم سه افق گدازه دارد. اگر چه رخسارهٔ این سنگ‌ها یادآور بُرش الگوی سازند نیور است، ولی گوناگونی سنگ‌شناسی گویای شرایط و نوع محیط رسوبی متفاوت است. در ضمن در ناحیهٔ ترود، سنگ‌های دگرگونی وجود دارد که از نظر چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی شباهت زیاد به سازند نیور دارند به باور هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) در اثر فاز کوهزایی پیش از آپتین (سیمرین پسین) دگرگون شده‌اند، ولی احتمال دگرگونی این سنگ‌ها در زمان باژوسین – باتونین (سیمرین میانی) بیشتر است.

سیلورین در البرز

به جز ناحیهٔ تالش، گسترش سنگ‌های سیلورین البرز منحصر به بخش خاوری این کوه‌ها است. نواحی جاجرم، کوه کورخود، رباط قره‌بیل، بجنورد، شمال شاهرود، بخش‌هایی از البرز خاوری هستندکه برونزدهایی از سنگ‌های سیلورین دارند. در نواحی رباط قره‌بیل، جاجرم و همچنین در ناحیهٔ قلی، سنگ‌های سیلورین شامل یک بخش شیلی تریلوبیت و مرجان‌دار در پایین، یک بخش کربناتی حاوی مرجان و بازوپایان در وسط و یک بخش ماسه سنگی در بالا است. در برش رباط قره‌بیل و جاجرم، در بالای بخش کربناتی پایینی، افق‌های بازالتی وجود دارد که افشار حرب (۱۳۷۳)، آنها را با بازالت‌های سلطان میدان ناحیهٔ گرگان قابل قیاس می‌داند. رخسارهٔ سنگ‌های سیلورین البرز خاوری مشابه ایران مرکزی است. به همین دلیل، در البرز خاوری هم برای ردیف‌های سیلورین از نام « سازند نیور » استفاده شده است.

جدا از سازند نیور، یکی از واحدهای سنگ‌چینه‌ای سیلورین البرز خاوری « بازالت‌های سلطان میدان » است که جایگاهی بین سنگ‌های اردویسین و دونین دارد و ویژگی‌های آن در بخش ماگماتیسم پالئوزوییک بیان خواهد شد.در البرز باختری، به ویژه در ناحیهٔ فومنات (کلارک، ۱۹۷۵) و خلخال (حمزه‌پور، ۱۹۷۰) ردیف‌هایی از سنگ‌آهک ضخیم‌لایه، سُرخ‌رنگ و حاوی سرپایان وجود دارد که به طور غیررسمی به نام « سازند درو (Derow Fm.) » نام‌گذاری شده و تغییرات سنی آن از اردویسین تا دونین پیشین است و لذا می‌تواند معرف بخشی از سنگ‌های سیلورین البرز باشد. سنگ رخسارهٔ استثنایی و نیز گسترش محدود برونزدهای یاد شده تعلق آنها را به حوضه‌های رسوبی مستقل و متفاوت از البرز خاوری و ایران مرکزی تداعی می‌کند.

سیلورین در زاگرس

در کوه‌های زاگرس، نهشته‌های سیلورین به طور عمده درکوه گهکم، فراقون، دامنهٔ جنوبی زردکوه و یا در چاه‌های اکتشافی زیره (فارس ساحلی) و پارس (خلیج فارس) گزارش شده‌اند که شامل ضخامت متغیری (۷۰ تا ۷۰۰ متر)، شیل‌های خاکستری تیره‌رنگ میکادار و گراپتولیت‌دار است که

میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و کمی سنگ‌آهک دارد و در بیشتر جاها با یک واحد کنگلومرایی، به ضخامت ۴/۵ متر، در روی نهشته‌های اردویسین قرار دارد و با سنگ‌های دونین پوشیده می‌شود. همانند دیگر نواحی ایران، مرز زیرین و زبرین این رسوبات از نوع دگرشیبی موازی است. فراوانی گراپتولیت سبب شده تا در گذشته، به آن شیل‌های گراپتولیت‌دار سیلورین نام داده شود. ولی، در حال حاضر « سازند سرچاهان» معرف سنگ‌های سیلورین زاگرس است که بُرش الگوی آن توسط قویدل (۱۳۷۴) مطالعه و معرفی شده است.

سازند شیلی سرچاهان در محل بُرش الگو، (۱۲۰ کیلومتری شمال بندرعباس)، حدود ۱۰۲ متر ستبرا دارد که با ردیف‌های ماسه‌سنگ کنگلومرایی، آهک ماسه‌ای و سنگ‌آهک آغاز و با شیل‌های ورقه‌ای خاکستری تیره و زیتونی حاوی تناوب‌هایی از ماسه‌سنگ و کمی سنگ‌آهک ماسه‌ای دارای بازوپا ادامه می‌یابد.در محل بُرش الگو، مرز زیرین سازند سرچاهان به دولومیت‌های دانه‌ریز صورتی رنگی است که با سازند باروت (کامبرین پیشین) قیاس شده است، ولی این حد، وضعیت ثابتی ندارد. مرز بالایی سازند سرچاهان نیز ثابت نیست، در محل بُرش الگو، ناپیوسته و با سازند ماسه‌سنگی زاکین، به سن دونین است. به لحاظ سنگواره‌های شاخص مطالعات دیرینه‌شناسی انجام شده به روز و قابل اطمینان است وجود ۵۴ گونهٔ پالینومورف (آکریتارک، کیتینوزوآ، هاگ، اسکلوکودونت) قویدل را قادر ساخته است تا در سازند سرچاهان دو زون زیستی، حاوی گونه‌های آکریتارک شناسایی کند.

به استناد کار و همکار (۲۰۰۰ میلادی) گراپتولیت‌های سازند سرچاهان شامل زون‌های زیستی leptoichcca, conuolutus و scdgwickii هستند که معرف سیلورین پیشین‌اند.سنگ‌های گراپتولیت‌دار سیلورین زاگرس غنی از مواد آلی است. این باور وجود دارد که سنگ منشأ مخازن گازی افق گروه دهرَم، ردیف‌های سیلورین هستند (افشارحرب، ۱۳۸۰).

عنوان: مقدمه

نارسایی‌های دیرینه‌شناسی سبب شده تا بر خلاف دونین بالا، دیرینه‌جغرافیای دونین پایین و دونین میانی ایران در پردهٔ ابهام باشد.تصور عموم زمین‌شناسان بـر آن اسـت کـه در آغـاز دونـین شـرایط جغرافیای دیرینهٔ ایرانزمین همانند اواخر سیلورین بوده به این ترتیب که در شمال و شمال باختری ایران خشکی کالدونی و خاور آن با دریای کم ژرفایی پوشیده می‌شد که تحـت تـأثیر حرکـت‌هـای شاغولی و رو به بالای رخداد کالدونی قرار داشته است (شکل ۴-۴).

به همین دلیل، سنگ‌های دونین پایین در بخش بزرگی از ایرانزمین دیده نمی‌شـود و سـنگ‌هـای دونین میانی به طور پیشرونده و باناپیوستگی بر روی سنگ‌های کهن‌تر قرار دارد. در دونین پـسین، از وسعت خشکی کالدونی کاسته شده و در نتیجه نهشته‌های دونین بالایی با گستردگی زیاد و پس از یک ایست رسوبی، در نواحی زیادی از ایران نهشته شده‌اند. با این حـال، در پـاره‌ای نقـاط ایـران مرکزی (طبس، کرمان، اردکان و ۰۰۰) و البرز خاوری (خوش ییلاق، بجنـورد و ۰۰۰) ردیـف‌هـای آواری سُرخ‌رنگی (سازند پادها) وجود دارد که بیشتر به دلیل جایگاه چینه‌شناسـی بـه سـن دونـین پیشین دانسته شده‌اند. ولی، سن دونین پیشین بـه طـور یقـین مـورد تأییـد قـرار نگرفتـه و حتـی مطالعات پالینولوژی گویای آن است که ماسه‌سنگ‌های مورد نظر سن دونین پسین دارند. چنانچـه سن دونین پسین ماسه‌سنگ‌های سُرخ (سازند پادها) حتمی باشد، جا دارد که در مورد ردیـف‌هـای منسوب به دونین میانی هم تردید داشـت. جـدا از ردیـف‌هـای منـسوب بـه دونـین پـایین، وجـود فسیل‌هایی مانند بازوپایان، مرجان، کنودونت و ۰۰۰ متعلـق بـه آشـکوب‌هـای ایفلـین – ژیوسـین نشانگر آن است که شرایط دریایی از دونین میانی آغاز و در دونین بالا به بیشترین حد رسیده است. ولی، بررسی پالینومورف‌های دریایی سبب شد تا قویدل سیوکی بر این باور باشد که در زمان دونین

پیشین و میانی، دریای آزاد از سراسر سکوی ایران عقب نشسته و این خروج تا دونین پسین ادامه داشته است.

یکی از ویژگی‌های دونین ایران، تداوم و تکرار ناآرامی‌های وابسته به رخداد کالدونی است که گاه با شکل‌گیری گدازه‌های آتشفشانی بازیک و زمانی با جایگیری پیکره‌های نفوذی (سینیت‌های مرند – جلفا) همراه بوده است. با تکیه بر نتایج پالینولوژی و توصیف ویژگی‌های چینه‌شناسی، سنگ‌های دونین ایران را می‌توان در دو گروه سنگ‌های آواری به سن دونین پیشین و سنگ‌های به طور عمده کربناتی به سن دونین میانی – پسین جای داد.

دونین در ایران مرکزی

به لحاظ نداشتن رسوبات دریایی فسیل‌دار و کمبود بیرون‌زدگی، چند و چون دیرینه جغرافیای دونین پایین ایران روشن نیست. با تکیه بر داده‌های زمین‌شناسی موجود، چنین به نظر می‌رسد که در دونین پایینی، نواحی باختر ایران از آب بیرون بوده در حالی که در ایران مرکزی و البرز خاوری، نهشته‌های قاره‌ای دونین پایینی بیشتر به صورت ماسه‌سنگ‌های سُرخ‌رنگ کوارتزی و بین لایه‌های دولومیتی است که به طور محلی افق‌هایی از گچ دارد و یا به طور جانبی به نهشته‌های گچی تغییر رخساره می‌دهد. در همه جای ایران به آواری‌های سُرخ‌رنگ موردنظر سازند پادها (Padeha (t) Fm.) نام داده شده است.

سازند ماسه‌سنگی پادها : به عنوان دومین سازند از گروه گوشکمر(Gushkamar Group) به داشتن رنگ مایل به سُرخ – صورتی شاخص است و جدا از تغییر رخساره‌های ناچیز محلی، بیشتر شامل ماسه‌سنگ‌های کوارتزی است که میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ سُرخ، شیل سُرخ و یا گچ دارد. ساخت‌های رسوبی ماسه‌سنگ‌ها بیشتر از نوع لایه‌بندی مورب جناغی و لایه‌بندی مسطح با سیمای ورقی هستند. مطالعات پالینولوژی نشان می‌دهد که گل سنگ‌های تخریبی که در تناوب با

رخساره‌های ماسه‌سنگی هستند، در محیط‌های آرام کشندی و یا بخش‌های ژرف‌تر سکو نهشته شده‌اند، ولی رخساره‌های تخریبی هنگامی که سطح آب دریا پایین بوده است، در محیط‌های ساحلی نهشته شده‌اند. گفتنی است که اگرچه در بعضی نواحی، از جمله ناحیهٔ شیرگشت، گذر سیلورین (سازند نیور) به دونین پایین (سازند پادها) بدون دگرشیبی و تدریجی دانسته شده ولی، تغییرات رخساره ناگهانی از سیلورین به دونین نشان از یک ایست رسوبی احتمالی در مرز سیلورین به دونین دارد که می‌تواند در همه جای ایران سراسری باشد. نداشتن سنگوارهٔ شاخص (به جز کوه سه گوش در ناحیهٔ اسفوردی) سبب شده تا در همه جا، با تکیه بر جایگاه چینه‌شناسی، سازند پادها به سن دونین پیشین دانسته شود. ولی، بر اساس مطالعات پالینولوژی، قویدل و همکاران (۱۳۷۳)، بر این باورند که در سازند پادها، پالینومورف‌های دریایی تنوع و فراوانی بیشتری نسبت به انواع خشکی دارند و مهم‌تر آنکه ردیف‌های مقایسه شده با سازند پادها، به سن دونین پسین (فرازنین پیشین) است . در صورت پذیرش سن دونین پسین، ضروری است برای سنگواره‌های دونین میانی (مرجان، بازوپایان، کنودونت ۰۰۰) موجود در روی سازند پادها، پاسخ قانع‌کننده داشت.گفتنی است که سنگ رخسارهٔ عمومی سازند پادها در نواحی اسفوردی، بینالود، دامغان، سمنان، شمال خاوری اصفهان (زفره – چاریسه)، انارک، کاشان، ترود، جام، گناباد، فردوس، تربت‌حیدریه، بهاباد، شمال طبس، ازبک‌کوه، رباط قره‌بیل، دره رامیان، خوش ییلاق، بجنورد، تغییر چندانی ندارد و می‌تواند معرف شرایط یکسان رسوبی در گستره‌های وسیعی از خاور ایران باشد. ولی، در نواحی جاجرم، بجنورد، رباط قره‌بیل و کوه کورخود همراهان گچی این سازند در خور توجه است.در برخی نقاط ایران مرکزی، بر روی ماسه‌سنگ‌های سُرخ سازند پادها، ردیف‌های بیشترکربناتی با فسیل‌های دونین میانی و بالایی وجود دارد. به همین رو، پذیرفته شده که در دونین میانی، محیط رسوبی ژرف‌تر شده و تا دونین پسین ادامه داشته است. واحدهای سنگ‌چینه‌ای سیبزار، بهرام و شیشتو، معرف سازندهای زمان دونین میانی – بالایی ایران مرکزی هستند.

سازند دولومیتی سیبزار : که توسط روتنر و همکاران (1968 a) در ازبکوه مطالعه و معرفی شـده، به عنوان نخستین واحد سنگی دونین میانی و پایین‌ترین سازند از گروه ازبکوه، شامل توالی همگنی از دولومیت‌های خاکستری تیره با رنگ فرسایش قهوه‌ای است که با ردیف‌های زیرین خـود (سـازند پادها) ارتباط ناپیوسته، ولی با ردیف‌های کربناتی آهکی روی خود (سازند بهرام) گذر تدریجی دارد. در این دولومیت‌ها، به جز مرجان و بازوپایان نامشخص، سنگوارهٔ بارزی وجود ندارد و لذا سن دونین میانی بیشتر بر مبنای جایگاه چینه‌شناسی است.سازند دولومیتی سیبزار یکـی از واحـدهای سـنگی کلیدی ایران مرکزی است که تاکنون در نواحی ازبکوه، شیرگشت، فردوس، خواف، بـشرویه، تایبـاد، کاشمر، کوه‌های بینالود، انارک، خور، کاشان، جام، ترود گزارش شده است، ولی گزارشـی مبنـی بـر وجود این سازند در البرز و زاگرس وجود ندارد.

سازند آهکی بهرام : نام خود را از سرتخت بهرام، در جنوب ازبکوه گرفته است. بنا به گزارش روتنر و همکاران (1968 a) سنگ‌آهک‌های بهرام شامل ۳۰۰ متر سنگ‌آهک‌های آبی – خاکستری و سیاه است که به طور محلی گرهک‌ها و میان‌لایه‌هایی از شیل‌های مـارنی تیـره رنـگ دارد. مـرز زیـرین سازند بهرام، با دولومیت‌های سیبزار، تدریجی اسـت. بـه جـز جاهـایی کـه سـازند بهـرام در تـوالی چینه‌شناسی عادی و در زیر سازند شیشتو قرار دارد، در دیگر نواحی مرز بالایی این سازند ناپیوسته و فرسایشی است.

در محل بُرش الگو، سازند بهرام به دو بخش بهرام (۱) با سن ژیوسین و بهرام (۲) بـا سـن فـرازنین تقسیم شده، ولی در دیگر رخنمون‌ها، بخش‌های دوگانهٔ مذکور چندان آشکار نیست و بـه مجموعـهٔ آنها، سازند بهرام گفته می‌شود. بازوپایان، مرجان‌ها، کنودونـت‌هـا و انـدکی خـرده‌هـای تریلوبیـت، سنگواره‌هایی هستند که تعلق سازند آهکی بهرام را بـه آشـکوب‌هـای ژیوسـین (دونـین میـانی) – فرازنین (دونین پسین) مسجل می‌سازند.

جدا از بُرش الگو (ازبکوه) سنگ‌آهک‌های بهرام، با رخسارهٔ سنگی کم و بیش مشابه بـا بُـرش الگـو، همچنان در نواحی خور، انارک، ترود، جام، سمنان، دامغان، بینالود، گنابـاد – تایبـاد – کهریزنـو – خواف، فردوس، اقلید گزارش شده است. گفتنی است که در کوه‌های چاه‌شیرین تـرود و در نـواحی اقلید و نیریز، ردیف‌های کربناتی سازند بهرام به لحاظ عملکرد رخـداد سـیمرین پیـشین، دگرگـون هستند (هوشمندزاده و همکاران،۱۳۵۷). در بینالود، در سنگ‌آهک‌های منـسوب بـه سـازند بهـرام، چهار افق اکسیدآهن وجود دارد در ضمن، در قسمت بالایی سـازند بهـرام، کانـسارهای چینـه‌کـران سرب، روی و باریم گزارش شده است (واشکون و همکاران، ۱۹۸۳).

سازند شیشتو : یک واحد سنگ‌چینه‌ای دو زمانه است. به همین رو، به دو زیـر سـازند بـه نـام‌هـای شیشتو (۱) در زیر و شیشتو (۲) در بالا تقسیم شده است که مرز بین این دو با افقی از شـیل‌هـای زغالی سیاه‌رنگ به نـام افق موش (Mush Horizone) مشخص می‌شود (روتنـــر و همکـاران، a 1968). شیشتو (۱) سن دونین پسین (فرازنین – فـامنین)، و شیـشتو (۲) سـن کربنیفـر پیـشین (تورنزئن – ویزئن) دارد. در محل بُرش الگو (ازبکوه)، شیشتو (۱) تناوبی از شیل، مارن و آهک است ولی، در بُرش مرجع (حوض دوراه)، این زیر سازند با ۳۲۶ متر ضخامت، تناوبی از شیل سـبز تیـره، ماسه‌سنگ کوارتزی و سنگ‌آهک‌های فسیل‌دار است که در نزدیک به رأس آن، لایـه‌ای راهنمـا بـه ضخامت ۲۸ متر از سنگ‌آهک سُرخ و شیل، حاوی سرپایان خوب حفظ شـده (لایـهٔ گونیاتیـت‌دار)، وجود دارد.

رنگ سُرخ این لایه کلیدی سبب می‌شود تا لایهٔ مذکور در زمینه‌ای از ردیف‌های خاکـستری رنـگ، سیمای شاخص داشته باشد. شیشتو(۱) در همه جا مجموعه‌ای غنی از بازوپایان، مرجـان، بریـوزوآ، سرپایان و کنودونت دارد که همگی به زمان فرازنین – فـامنین اشـاره دارنـد.گـسترش جغرافیـایی شیشتو (۱) به طور عمده در نواحی طبس – ازبکوه است. در خاور ده‌بید فارس ردیـف‌هـایی یـادآور سازند شیشتو هستند ولی در دیگر نقاط ایران مرکزی، این سازند گزارش نشده و به نظر می‌رسد که

رخسارهٔ شیلی، ماسه‌سنگ،آهکی سازند شیشتو در نواحی بیرون از محدودهٔ طبس – شیرگشت، به ردیف‌های کربناتی شیمیایی تغییر رخساره می‌دهد.گفتنی است که در شمال کرمان ردیف‌های آواری قابل قیاس با سازند پادها وجود دارد که در پاره‌ای از گزارش‌های زمین‌شناسی به سن آشکوب ایفلین – ژیوسین، دانسته شده‌اند، ولی داستان‌پور (۱۹۹۶) با تکیه بر استدلال‌های دیرینه‌شناسی بر این باور است که ماسه‌سنگ‌های سُرخ‌رنگ و واحد کنگلومرایی قیاس شده با سازند پادها، متعلق به دونین پسین است که در نواحی هوتک، گریک و شمس‌آباد با سنگ‌های کربناتی با همین سن (دونین پسین) پوشیده شده‌اند.

گوناگونی رخساره‌های سنگی و زیستی دونین در ایران مرکزی می‌تواند نشانگر استقلال و جدا بودن حوضه‌های رسوبی باشد.

دونین در البرز – آذربایجان

در البرز- آذربایجان، سنگ‌های دونین چند رخسارهٔ سنگی متفاوت دارند. گوناگونی رخساره‌ها به حدی است که تغییرات جانبی رخساره‌ها را منتفی می‌سازد و وجود حوضه‌های مستقل با شرایط رسوبی متفاوت، می‌تواند قابل قبول‌تر باشد. جدا از رخسارهٔ سنگی، آغاز و پایان توالی‌ها و حتی پدیدهٔ ماگمایی در این سنگ‌ها متفاوت است. در البرز خاوری سازندهای پادها و خوش ییلاق، در البرز مرکزی سازند جیرود و در البرز غربی (ماکو) سازندهای مولی و ایلان قره معرف سنگ‌های دونین هستند.

دونین در البرز خاوری : در البرز خاوری دو سازند پادها و خوش‌ییلاق معرف سنگ‌های دونین‌اند. سازند ماسه‌سنگی پادها : ضمن داشتن ویژگی‌های سنگ‌چینه‌ای مشابه با ایران مرکزی بین بازالت‌های سلطان میدان (در زیر) و سازند خوش‌ییلاق (در بالا) قرار دارد (شکل ۴-۵).

سازند خوش‌ییلاق : به عنوان الگـوی سـنگ‌هـای دونـین میـانی – بـالایی البـرز خـاوری، یکـی از ستبرترین ردیف‌های دونین البرز است که میان سازند آواری پادها (در زیر) و سازند آهکـی مبـارک (در بالا) قرار دارد و بُرش الگوی آن توسط بزرگ‌نیا (۱۹۷۳) در گردنهٔ خوش‌ییلاق مطالعه و معرفی شده است. جدا از توصیف لایه به لایهٔ بُرش الگو، در یک نگاه کلی توالی‌های این سازند را می‌توان به چهار عضو زیر تقسیم کرد.

× واحد آواری پایینی، شامل تناوب کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلت سنگ و شیل کـه درون لایـه‌هـای تیره‌رنگی از سنگ‌آهک دارد (این واحد به طور عموم با واریزه‌هـای سـطحی پوشـیده اسـت و لـذا برونزد محدود دارد).

× واحد کربنـات‌هـای پـایینی، شـامل سـنگ‌آهـک‌هـای پرفـسیل، آهـک‌هـای ارژیلـی – سـیلتی، سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری و آهک‌های دولومیتی.

× واحد آواری بالایی متشکل از ماسه‌سنگ سُرخ - قهوه‌ای که سیمای لایهٔ کلیدی دارد.

× واحد کربنات‌های بالایی، شامل تناوبی از سنگ‌آهک‌های پرفسیل، سنگ‌آهک‌هـای زیـست‌آواری، شیل آهکی و سنگ‌آهک رُسی.

فراوانی انواع گونـاگـونی از بازوپایـان، کنودونـت، تانتـاکولیتس، تریلوبیـت، مرجـان، پـالینومورف و مهره‌داران، تعیین سن دقیق سازند خوش ییلاق را ممکن ساخته است. ولی سن لایـه‌هـای دریـایی آغازین این سازند مورد بحث دیرینه شناسان بوده و هست. ودیگ (۱۹۸۴)، با تکیه بر کنودونت‌هـا، سن ایفلین پسین – ژیوسین را برای بخش زیرین سازند خوش ییلاق معرفی کرده و بـه یـک نبـود چینه‌ای به سن ایفلین باور دارد. (ایـن هیـاتـوس در بـسیاری نقـاط ایـران سراسـری اسـت). گـروهـی از دیرینـه‌شناسان لایه‌های آغازین سازند خوش‌ییلاق را به سن دونین میـانی (آشـکوب ایفلین) می‌دانند. ولی، احمدزاده هروی، حمدی- ژانویه و گلشنی، دیرینه‌شناسانی هستند کـه آغـاز

سازند خوش ییلاق را آشکوب امزین ((Emsian از دونین پیشین می‌داند.دیدگاه قویدل سیوکی (۱۹۹۴)، با دیگر دیرینه‌شناسان تفاوت آشکار دارد. نامبرده با استناد به مطالعات پالینولوژی، در سازندهای پادها و خوش ییلاق سه زون زیستی شناسایی و معرفی کرده است . به باور قویدل:

× زون زیستی ۱، به سن فرازنین پیشین است که بخش زیرین سازند پادها را شامل می‌شود.

× زون زیستی ۲، به سن فرازنین میانی که در بخش بالای پادها و قسمت بیشتر سازند خوش ییلاق شناسایی شده است.

× زون زیستی ۳، به سن فرازنین پسین – فامنین پیشین که شامل بخش بالایی سازند خوش ییلاق است.

نتایج مطالعات پالینولوژی بُرش الگوی سازند خوش ییلاق مشابه نتایج حاصل از سازند جیرود در البرز مرکزی (حسنک در، امامزاده هاشم) با سن دونین پسین است. در حالی که، پاره‌ای از بازوپایان دونین میانی گزارش شده در سازند خوش ییلاق همان‌هایی است که در سازند جیرود هم وجود دارد.از نظر جغرافیایی، گسترش سازند خوش ییلاق محدود به محل بُرش الگو نیست. رسوب‌های دریایی دونین نواحی جاجرم، کوه کورخود، بجنورد، رباط قره‌بیل نیز با سازند خوش ییلاق مقایسه شده‌اند. اصیلیان مهابادی (۱۳۷۴) با بررسی سنگ‌شناسی و محیط رسوبی خوش ییلاق در کوه اُزوم و در رباط‌قره‌بیل، بر این باور است که سازند خوش ییلاق دو رخسارهٔ کربناتی و تخریبی دارد که در برگیرندهٔ محیط‌های فراکشندی و میان کشندی، تالاب، سد زیست‌آواری و بخش ژرف‌تر سکو است. در این مدل، در هنگام پایین بودن سطح آب دریا و یا هنگام پیشروی آن، رخساره‌های تخریبی جایگزین رخساره‌های کربناتی می‌شدند.

دونین در البرز مرکزی

در البرز مرکزی، سنگ‌های دونین پایینی و میانی وجود ندارد و سنگ‌های کامبرین – اردویسین، پس از یک چرخهٔ فرسایشی طولانی با ردیف‌های پیشروندهٔ دونین بالایی به نام سازند جیرود پوشیده شده‌اند.

سازند جیرود (Fm (Geirud (Jeirud : در محل بُرش الگو (روستای جیرود – شمال خاوری تهران) چهار عضو (D, C, B, A) و ۷۶۰ متر ضخامت دارد. از عضوهای چهارگانهٔ سازند جیرود فقط عضو A به سن دونین پسین است که با یک واحد آواری، به ضخامت ۲۰ متر از دیگر عضوها (D, C, B) و به سن کربنیفر پیشین جدا می‌شود. مرز پایینی عضو A ، با واحد سنگ‌چینهٔ پایینی (سازند میلا) از نوع دگرشیبی موازی و بسیار شاخص است ولی در مورد مرز بالایی آن اتفاق نظر وجود ندارد.

آسرتو و همکار (۱۹۶۴)، در مطالعات اولیه، عضو A، با ۳۵۵ متر ضخامت، را به سن دونین پسین دانستند که شامل ۱۴۰ متر ماسه‌سنگ و آهک ماسه‌ای در پایین، ۱۴۰ متر بازالت پلاژیوکلازدار در وسط و ۵۵ متر ماسه‌سنگ، گنگلومرا و سنگ‌آهک فسیل‌دار در بالا بود. حضور حدود ۲ متر شیل خاکستری حاوی اکریتارک، گرده و هاگ‌های متعلق به آخرین آشکوب دونین (استرونین) در مرز زیرین گدازه‌های بازالتی سبب شد تا در سال ۱۹۶۶، گدازه‌های بازالتی مرز دونین و کربنیفر دانسته شود و ستبرای ردیف‌های دونین بالایی از ۳۳۵ متر به ۱۴۰ متر کاهش یابد.

ولی، علوی نایینی (۱۳۷۲) و زمین‌شناسان B.R.G.M ، بر این باورند که پیشنهاد اولیهٔ آسرتو پذیرفتنی‌تر است. داده‌های فسیلی و منطقه‌ای و حذف جانبی گدازه‌های بازالتی تأییدی بر این نظر است. چرا که در نواحی که سازند جیرود (عضوA) وجود ندارد، کربنیفر با کوارتزیت‌های عضو B آغاز می‌شود.

گفتنی است که بنا به توصیهٔ کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی ایران، در حال حاضر واژهٔ « سازند جیـرود » تنها هم‌ارز با عضو A بُرش الگو است که معرف سنگ‌های دونـین بـالایی البـرز مرکـزی و بـاختری است. عضوهای B، C و D به سن کربنیفـر، قابـل قیـاس بـا سـازند مبـارک اسـت و لـذا کـاربرد ندارند.لازم به ذکر است که یکی از ویژگی‌های سازند جیرود داشـتن آپاتیـت‌هـای کربنـاتی کلـردار (فرانکولیت) است که به صورت دانه‌ای و یا سیمان به ویژه در لایه‌های آواری و شیل‌های تیره‌رنـگ لایه‌های زیرین سازند دیده می‌شود. در درهٔ شمـشک عیـار لایـه‌هـای فـسفات‌دار ۸ تـا ۲۰ درصـد P2O5 است. اگرچه ذخیرهٔ لایه‌های فسفات‌دار اقتصادی است ولی فرآوری آنها دشوار است. جدا از درهٔ شمشک، دیگر بُرش‌های سازند جیرود (فیروزکوه، دلیـر، مبـارک‌آبـاد) همچنـان نـشانه‌هـایی از فسفات دارد که با لایه‌های فسفات‌دار ایران مرکزی، زاگرس و حتی پـاره‌ای از کـشورهای همـسایه قابل قیاس است.

دونین در آذربایجان (ماکو)

گستره‌های وسیعی از آذربایجان عاری از سنگ‌های دونین است، و به نظـر مـی‌رسـد کـه در زمـان دونین، آذربایجان بخشی از خشکی کالدونی بوده است. در ناحیهٔ ماکو – پُلدشت تـوالی بـه نـسبت ستبری از سنگ‌های دونین وجود دارد که سنگ رخساره‌ای به نسبت متفاوت از دیگر نواحی ایـران دارند و توسط علوی نایینی و بلورچی (۱۹۷۳) به دو واحد سنگ‌چینه‌ای غیر رسـمی زیـر تقـسیم شده‌اند.

سـازند مـولی (Muli Fm) : حـدود ۱۲۰۰ متـر سـتبرا و دو عـضو دارد. عـضو پـایینی (۷۵ متر)،کوارتزیت سُرخ با سیمان سیلیسی است و عضو بالایی (۱۱۷۵ متر) به طور عمده از دولومیت با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ کوارتزی سُرخ - سفید و سنگ‌آهک‌های دولومیتی ساخته شده است.

سنگواره‌های سازند مولی (بازوپایان، شکم‌پایان، کرینوییید) قابل نامگـذاری نیـستند. امـا بـر اسـاس جایگاه چینه‌شناسی (روی اردویسین دگرگونی – زیر دونین بالایی) این سازند به سن دونین پیشین تا میانی تصور شده است. بر خلاف بُرش الگو، در ناحیهٔ پُلدشت (کنار رودخانـهٔ ارس) سـازند مـولی دارای سنگواره‌های دونین میانی و قابل قیاس با سازندهای سیبزار و بهرام در ایران مرکزی است.

سازند ایلان قره (Ilanqareh Fm) : با ۱۳۰۰ متر ستبرا، در روی سازند مولی (دونین پیـشین – میانی) و در زیر سازند روته (پرمین بالایی) قرار دارد و شامل دولومیـت ماسـه‌ای بـه رنـگ روشـن، آهک‌های نازک لایهٔ شیلی، شیل و آهک‌های ماسه‌ای اسـت. ایـن سـازند دارای چهـار عـضو اسـت. سنگواره‌های سه عضو زیرین (a, b, c) معرف آشکوب فرازنین از دونین پسین و عضو چهـارم (d) وابسته به کربنیفر پیشین است.

دونین در سنندج – سیرجان

بخشی از دگرگونی‌های جنوب خاوری سنندج – سیرجان به ویژه ناحیهٔ اسفندقه – حاجی‌آباد سـن دونین دارند. سبزه‌ئی (۱۳۷۳، منتشر نشده) بخـش دونـین دگرگـونی‌هـای مـورد سـخن را بـه دو کمپلکس خَبر (در زیر) و سَرگَز (در بالا) تقسیم کرده است.« کمپلکس خبر » از مرمرهای مختلـف تشکیل شده که گاهی حاوی فسیل‌های کربنوییید، بازوپایان، مرجان، بریوزوآ و پالینومورف است که تعلق آن را به دونین مسجل می‌سازد.« کمپلکس سَـرگَز » از شیـست، فیلیـت، کوارتزیـت و حجـم زیادی شیست سبز همراه با گدازهٔ بالشی است که در بخش پایینی آن تناوب کربنـاتی وجـود دارد. کمپلکس سرگز نوعی رسوب‌آشفته(Turbidite) است که پالینومورف‌های فرازنین بالایی – فامنین آغازی دارد.

دونین در زاگرس

در بخش‌هایی از شمال خاوری زاگرس (زاگرس مرتفع) به ویژه در نواحی زردکوه، اشترانکوه، کوه دنا، کوه گهکم و فراقون توالی همگنی از ماسه‌سنگ‌های کمی کوارتزی سفیدرنگ با میان‌لایه‌هایی از دولومیت‌های کرم‌رنگ وجود دارد که در روی شیل‌های گراپتولیت‌دار سیلورین و در زیر ردیف کربناتی پرمین (سازند دالان) قرار دارند. جایگاه چینه‌شناسی، به ویژه نداشتن سنگوارهٔ شاخص سبب شده بود تا ردیف‌های مورد نظر به سن کربنیفر – پرمین دانسته شوند.

مطالعات پالینولوژی قویدل (۱۳۷۷) نشان داد که بخش بیشتر سنگ‌ماسه‌های منسوب به پرمو – کربنیفر، به واقع سن دونین میانی – بالایی داشته و جزء کوچک‌تری از بخش بالایی آن متعلق به پرمین زیر است. مطالعات تکمیلی قویدل نشان داد که بین ردیف‌های آواری دونین بالایی و افق‌های آغازین پرمین یک ایست رسوبی به بزرگی بیش از ۷۰ میلیون سال، بین اواخر فرازنین از دونین، تمامی کربنیفر، تا آشکوب ساکمارین از پرمین وجود دارد.

نا پیوستگی مورد سخن سبب شد تا این سنگ‌ماسه‌ها (سازند فراقون) به دو عضو جداگانه تقسیم شود. یکی « عضو چالیشه » در زیر و به سن دونین پسین، دوم، « عضو زاکین » به سن پرمین پیشین، در بالا. وجود یک ایست رسوبی طولانی در درون سازند فراقون و ناهماهنگی آن با استانداردهای چینه‌شناسی جهانی سبب شد تا کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی ایران پیشنهاد تقسیم سازند فراقون به دو عضو چالیشه و زاکین را نپذیرد. به همین رو، برای ردیف‌های آواری دونین بالایی نام « سازند زاکین » انتخاب شد و به نهشته‌های آواری پرمین نام « سازند فراقون » داده شد. بدین ترتیب با توجه به پیشنهاد قویدل و تائید کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی ایران، در حال حاضر سازند آواری زاکین (زاکین) معرف سنگ‌های دونین زاگرس است.

بُرش الگوی « سازند آواری زاکین »، در کوه فراقون، در ۸۰ کیلومتری شمال بندرعباس، توسط قویدل (۱۳۷۷) معرفی شده است. در این محل، سازند زاکین با ۲۸۵ متر ستبرا، ردیف به نسبت همگنی از ماسه‌سنگ‌های سفیدرنگ با رنگ فرسایش متمایل به قهوه‌ای است که میان‌لایه‌هایی از

دولومیت‌های دانه ریز قهوه‌ای، شیل‌های تیرهٔ زغالی و گاهی کنگلومرای ماسه‌ای خاکستری دارد. میان‌لایه‌های شیلی اغلب پوشیده است و نمود روشن ندارند ولی تناوب‌های دولومیتی به صورت نوارهای قهوه‌ای رنگ در زمینه‌ای از ماسه‌سنگ مایل به سفید، سیمای برجسته دارند. در کوه فراقون، سازند زاکین بین دو سطح ناپیوستگی محدود است. همبری پایینی آن با سازند سرچاهان (سیلورین) و حد بالایی آن با کنگلومرای قاعدهٔ سازند فراقون (به سن پرمین پیشین) است.

سنگواره‌های سازند آواری زاکین منحصر به آکریتارک و میوسپورها هستند. حاصل مطالعهٔ پالینومورف‌های یاد شده شناسایی ۵ زون زیستی است. زون زیستی I و II در ستبرای ۹۶ متر از سازند زاکین قرار دارد و سن دونین پیشین دارد. زون‌های زیستی III و IV، در ستبرای ۱۵۴ متر و سن دونین میانی دارد. بیوزون V در ستبرای ۳۵/۵ متر از این سازند ظاهر و سن نسبی دونین پسین دارد. بدین‌سان تغییرات سنی این سازند از دونین پیشین (ژدینین (Gedinnian)) تا دونین پسین (فرازنین (Frasnian)) است.

بررسی‌های منطقه‌ای نشان می‌دهد که سازند زاکین از نگاه رخساره‌ای تفاوت آشکار با دیگر واحدهای سنگ‌چینه‌ای دونین ایران (جیرود، خوش ییلاق، پادها، سیبزار، بهرام، شیشتو) دارد. به باور قویدل (۱۳۷۷)، ردیف‌های آواری زاکین، به ویژه از نگاه زیست‌چینه‌ای، همانند ردیف‌های دونین عربستان همچون تاویل، جوف و جُبه است و نظر به این که سازندهای یاد شده در عربستان سنگ مخزن نفت است، بنابراین سازند زاکین می‌تواند به عنوان مخازن نفت مورد توجه باشد.

کربنیفر در ایران

عنوان: مقدمه

به جز آذربایجان و زاگرس، در بیشتر نواحی ایران، نهشته‌های سکویی دونین پسین پس از یک ایست رسوبی ناچیز، تا کربنیفر پیشین ادامه دارد. در نتیجهٔ همچون سنگ‌های دونین بالایی،

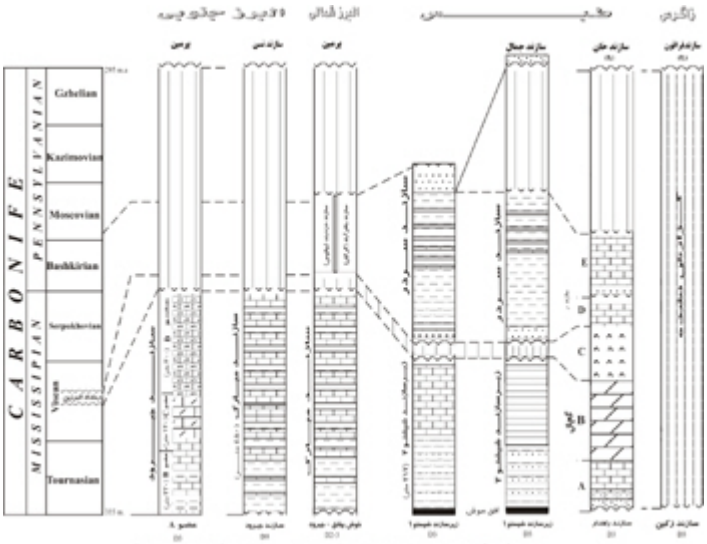
سنگ‌های کربنیفر پایینی گسترش به نسبت زیادی در ایران دارندو به تقریب در همه جا روی سنگ‌های دونین بالا قرار دارند. با این حال، در پاره‌ای نقاط (شرق دماوند، تالش، کوه‌های کلمرد) سنگ‌های کربنیفر بر روی نهشته‌های کهن‌تر از دونین بالایی دیده شده‌اند (شکل ۴-۶).

سنگ‌های کربنیفر شناخته شدهٔ ایران، بیشتر به سن کربنیفر پایینی تا اوایل کربنیفر بالا (آشکوب نامورین) هستند و از این رو، این باور وجود دارد که در اوایل کربنیفر پسین، با آغاز جنبش‌های زمین‌ساختی هم ارز هرسی‌نین، بار دیگر زمین‌ساخت ناحیه‌ای سبب حرکت‌های خشکی‌زایی، بالا آمدگی‌های وسیع و آشفتگی‌های محلی شده، به طوری که نواحی وسیعی از سکوی ایران در معرض فرسایش قرار گرفته و گاه باعث فرسایش ستبرای زیادی از سنگ‌های پالئوزوییک زیرین شده است. ولی از نگاه منطقه‌ای، می‌توان پذیرفت که نوسانات سطح آب دریا در بیرون آمدن سکو و پذیرا شدن فرسایش، نقش اساسی‌تر داشته است. داده‌های منطقه‌ای حاکی است که بر خلاف دونین پسین و کربنیفر پیشین که سطح آب دریاها در بالاترین مقدار بوده، در زمان نامورین و در ادامهٔ آن تا آشکوب ساکمارین یخچال‌ها بخش‌های زیادی از ابرقارهٔ گندوانا را زیر پوشش داشته‌اند. این رخداد یخچالی با پایین‌ترین حد سطح آب دریاهای نامورین پسین و وستفالین پیشین انطباق دارد. اگرچه دوره‌های یخچالی یاد شده بر سرزمین ایران بی اثر بوده ولی احتمال تأثیر آن بر اُفت سطح آب می‌تواند پذیرفتنی باشد. گفتنی است که جدا از خشکی‌زایی سراسری نامورین، در نواحی گوناگون البرز و ایران مرکزی، در توالی سنگ‌های کربنیفر پایین ایران، به ویژه در بین ردیف‌های ویزئن میانی، همچنان شواهد روشنی از انفصال رسوبی و حاکمیت دوره‌های فرسایشی وجود دارد. برای این دورهٔ فرسایشی می‌توان نام « البرزین » را پیشنهاد کرد.

نوع سنگ‌های کربنیفر پایینی در بیشتر نقاط ایران کربنات‌های آهکی است ولی شیل‌های تیره رنگ و مارن نیز وجود دارد که حاوی انواع گوناگونی از بازوپایان، گونیاتیت، تریلوبیت، برویوزوآ و ... است. رخسارهٔ سنگی و زیستی سنگ‌های یاد شده نشان از دریاهای گرم و کم ژرفا دارد. در ایران

مرکزی تنوع رخساره‌های سنگی کربنیفر درخور توجه است و به نظر می‌رسد کـه دریـای کربنیفـر پیشین ایران مرکزی، بلوک‌های ساختاری با شرایط رسوبی متفاوتی را زیـر پوشـش داشـته کـه در جدایش آنها، گسل‌های ژرف نقش عمده داشته‌اند.

یکی از ویژگی‌های کربنیفر ایران نبود سنگ‌های ماگمایی است. اما بعضی از آندزیت‌هـای کـوه‌هـای طالش و بخشی از روانه‌های زیردریایی جنوب خاوری پهنهٔ سنندج – سیرجان را بـه سـن کربنیفـر دانسته‌اند، ولی به احتمال بیشتر سن آنها دونین است. سنگ‌های مافیک و اولترامافیک مشهد که به سن کربنیفر دانسته شده بود، باقیماندهٔ اقیانوس تتیس کهن است که سن پرمین دارند.



شکل ٤ - ۶ - هم ارزی واحدهای سنگ چینه‌ایی کربنیفر (بدون مقیاس)

کربنیفر در البرز

در کوه‌های البرز، سنگ‌های کربنیفر به طور عمده ردیف‌هایی کربناتی با تغییرات سـنی از آشـکوب تورنزین تا نامورین هستند. یک رویداد فرسایشی، به سن ویزئن میانی (فـاز البـرزین)، سـبب شـده است تا توالی‌های کربنیفر البرز ناپیوسته باشد. به ردیف‌های کربناتی زیر سـطح ناپیوسـتگی ویـزئن میانی « سازند مبارک » نام داده شده، و ردیف‌های ویزئن میانی – نامورین در درهٔ چالوس به نام « سازنـد دزدبنـد » و در ناحیهٔ گرگان « سازنـد باقرآبـاد » و «سازند قزل قلعه » نام دارند.

سازند آهکی مبارک : با ۴۵۰ متر ستبرا، ایزوپیک(Isopique) عضوهای C, B و D سازند جیرود و معرف سنگ‌های کربنیفر پایین البرز است. اگرچه این واحد سنگی به طور عمده ردیف‌های کربنیفر البرز جنوبی را تداعی می‌کند ولی گسترش آن در البرز شمالی نیز درخور توجه است و حتی در مقایسه با البرز جنوبی ستبرای بیشتر دارد. به گزارش آسرتو (۱۹۶۳) در محل بُرش الگو، سازند مبارک بر روی سازند میلا و در زیر سازند نسن (پرمین بالایی) قرار دارد ولی در دیگر نواحی سازند مبارک بیشتر با سازند جیرود همبر است و ردیف‌های روی آن ممکن است به سن‌های گوناگون (پرمین، تریاس، ژوراسیک) باشد. در دو ناحیهٔ گدوک و تاقدیس آینه‌ورزان کربنات‌های مبارک با ناپیوستگی هم‌شیب، روی سازند لالون و در شمال شاهرود بر روی سازند خوش ییلاق دیده می‌شود. با وجود همگنی نسبی، آسترتو سازند مبارک را به چهار زون سنگی زیر تقسیم کرده است.

× زون سنگی ۱، ۹۰ – ۸۰ متر، مارن‌های آهکی تیره و مارن‌های سیاه رنگ،

× زون سنگی ۲، ۱۵۰ متر، سنگ‌آهک‌های نازک لایه به رنگ خاکستری تیره،

× زون سنگی ۳، ۸۰ متر، سنگ‌آهک‌های متراکم و سخت به رنگ سیاه،

× زون سنگی ۴، ۱۳۰ متر، سنگ آهک‌های خاکستری تیره با رنگ هوازدهٔ زرد،

هم در بُرش الگو و هم در دیگر بُرش‌ها زون‌های سنگی چهارگانه وضوح چندانی ندارند و در یک نگاه کلی، این سازند، ردیف همگنی از سنگ آهک لایه‌ای است که میان‌لایه‌های شیلی – مارنی تیره رنگ دارد و به جز در بُرش دره‌ها، واریزه‌های سطحی تناوب‌های شیلی را پوشانده‌اند.

به دلیل فراوانی انواع سنگواره‌ها (روزنه‌داران، مرجان‌ها، بازوپایان)، مطالعات دیرینه‌شناسی انجام شده درخور توجه است. چهار زون زیستی Earlandia، Septabrunsiina krainica،

Paleaspiroplectammina diversa و Dainella chomatica از ویژگی‌های سازند مبارک است. زیست‌زون‌های مذکور، نشانگرآشکوب تورنزین پیشین تا ویزئن میانی هستند.

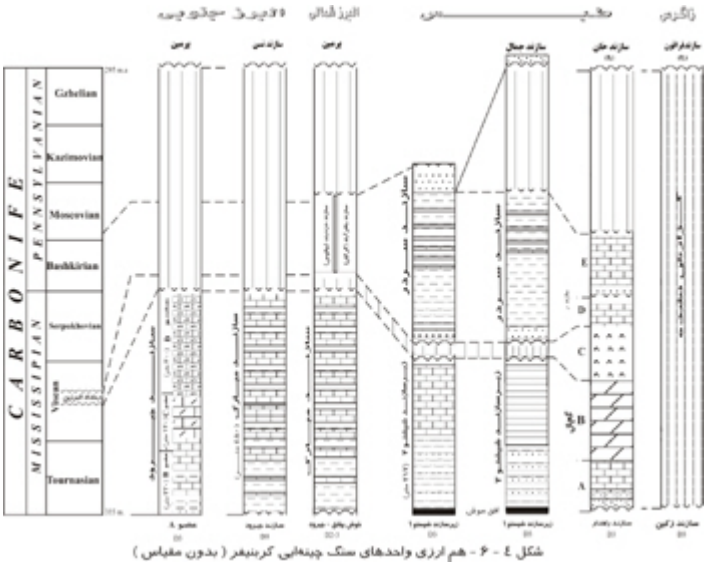
مقایسه‌های منطقه‌ای نشان می‌دهد که از نظر جایگاه چینه‌شناسی و سنی، سازند مبارک قابل قیاس با زیرسازند شیشتو (۲) در ایران مرکزی است هرچند که سنگ رخسارهٔ این دو تفاوت زیاد دارد.درویش‌زاده (۱۳۷۰)، محیط رسوبی سازند مبارک را آب‌های ساکن، فقیر از اکسیژن و غنی از گوگرد توصیف کرده که به نسبت عمیق بوده و از برجستگی‌ها فاصلهٔ قابل توجه داشته است. مهاری (۱۳۷۰) و لاسمی و مهاری (۱۳۷۲)، با توجه به زیررخساره‌های گوناگون، سنگ‌آهک‌های سازند مبارک را نهشته‌های محیط‌های سد زیست‌آواری، تالاب، پهنهٔ کشندی و همچنین دریای باز می‌دانند که بر روی یک سطح شیب‌دار ملایم (Ramp) کربناتی نهشته شده است. در ناحیهٔ جاجرم (کوه اُزوم) سازند مبارک سرشت مشابهی دارد و بنا به گزارش زاده‌محمدی (۱۳۷۰)، ۷ چرخهٔ پسرونده، نشانگر یک توالی بزرگ پسرونده در سازند مبارک است. گفتنی است که سازند مبارک در نواحی الموت، سنگ‌رود، کوه خشاچال، فومن، ماسوله، کلور (خلخال)، البرز خاوری (خوش ییلاق، تیل‌آباد، شمال شاهرود، گنبد کاووس، نوده و ۰۰۰) شمال شهمیرزاد و ۰۰۰ گسترش دارد.

در ناحیهٔ آق‌دربند، سنگ‌آهک‌های معادل سازند مبارک، ضمن داشتن سنگواره‌های شاخص، مرمری شده‌اند. شبیه بودن ردیف‌های کربنیفرآق‌دربند با البرز، یکی از دلایلی است که افتخارنژاد کپه‌داغ را ادامهٔ سکوی پالئوزوییک صفحهٔ ایران می‌داند. گفتنی که سازند مبارک دارای پتانسیل هیدروکربنی است. بخش‌های زیرین این سازند دارای لایه‌های مارنی و آهک‌های میکریتی غنی از مواد آلی است و در بخش بالایی آن، لایه‌های ضخیم دولومیت و سنگ‌آهک می‌توانند سنگ مخزن مناسبی باشند.

در دامنهٔ جنوبی البرز سن سنگ‌های کربنیفر (سازند مبارک) محدود به تورنزین – ویزئن میانی است و به نظر می‌رسد که خروج ویزئن میانی دامنهٔ جنوبی تا زمان پرمین به درازا کشیده است. بر

خلاف دامنهٔ جنوبی، در دامنهٔ شمالی البرز پس از فاز فرسایشی ویزئن میانی (رخداد البرزین) دوباره دریا پیشروی داشته است. به نهشته‌هـــای این دریای پیشرونده به طـــور غیررســمی ســازندهای « باقــرآباد »، « قزل‌قلعـــه » و « دزدبند » نام داده شده است.

در درهٔ رامیان « سازند باقرآباد »، با چهار عضو آهک ماسه‌ای (در زیر)، آهک زیرین، ماسه سـنگ و آهک بالایی (در بالا) به آشکوب‌های ویزئن تا باشکرین نسبت داده شده است.در بـاختر آزادشـهر « سازند قزل‌قلعه »، با ۲۸۰ متر ضخامت شامل سه عضو آهک ماسه‌ای در زیـر، ماسـه سـنگ و چنـد لایهٔ زغالی در وسط و سیلت سنگ و شـیل در بـالا اسـت.در آبریـز شـمالی درهٔ چـالوس (روسـتای دزدبند) « سازند دزدبند » سه سازند یاد شده که معرف پیشروی دوبارهٔ دریای کربنیفـر پـایین بـر روی سکوی البرز شمالی هستند می‌توانند با یکدیگر و هـر یـک آنهـا بـه تنهـایی، قابـل قیـاس بـا ردیف‌های آواری سازند سردر در ایران مرکزی باشند (شکل ۴-۶).



شکل ٤ - ۶ - هم ارزی واحدهای سنگ چینه‌ایی کربنیفر (بدون مقیاس)

کربنیفر در ایران مرکزی

در ایران مرکزی، سنگ‌های کربنیفر به رخساره‌های متفاوت‌اند. در « بلـوک طـبس »، نهـشته‌هـای کربنیفر بیشتر رسوب‌های آواری انباشته شده در حوضه‌های با فرو نشـست زیـاد اسـت. بـه همـین دلیل، تفاوت رخساره‌ها و تغییر ستبرا و سن رسوبات درخور توجه است. در بلوک طبس، زیرسـازند

شیشتو (۲) و سازند سردر، با تغییرات سنی کربنیفر پیشین تا پسین (؟) نشانگر سنگ‌های کربنیفر هستند. در حالی که، در سکوهای محاط به بلوک طبس، مانند نواحی یزد، اردکان، اردستان و ۰۰۰، سنگ‌های کربنیفر رخسارهٔ کربناتهٔ آهکی دارند و یادآور نهشته‌های سازند آهکی مبارک در البرز هستند.

در « بلوک کلمرد » سنگ‌های کربنیفر همچنان رخسارهٔ کربناتی دارد ولی ستبرای درخور توجهی گچ (گاهی تا ۱۲۰ متر)، از ویژگی‌های کربنیفر این بلوک است که تاکنون در دیگر مناطق ایران گزارش نشده است. رخسارهٔ کربناتی – گچی نهشته‌های کربنیفر بلوک کلمرد در ایران همانند ندارد و به همین دلیل، به طور غیررسمی، به نام « سازند گچال »، نام‌گذاری شده است. ارائهٔ شرحی بر زیرسازند شیشتو (۲)، سازند سردر و سازند گچال می‌تواند معرف ویژگی‌های کربنیفر ایران مرکزی باشد.

زیرسازند شیشتو (۲) - بُرش الگوی این زیرسازند در ازبکوه است که شرح چندانی از آن در دسترس نیست. بُرش مرجع این واحد سنگی، در بُرش حوض دو راه، ۲۱۷ متر ضخامت دارد و بیشتر تناوبی از سنگ‌آهک خاکستری تیره و شیل است. فراوانی شیل در پایین و سنگ‌آهک در بالا، تقسیم شیشتو (۲) را به دو واحد شیلی (زیر) و کربناتی (بالا) ممکن می‌سازد. سن زیرسازند شیشتو (۲)، بر اساس سرپایان، بازوپایان و مرجان‌ها، از تورنزین پایانی تا ویزئن آغازی است. هم در بُرش الگو (ازبکوه) و هم در بُرش مرجع (حوض دوراه) مرز زیرین شیشتو (۲) منطبق بر « افق موش » است که به ظاهر تدریجی و پیوسته است ولی گُرگیج (۱۳۸۱) این مرز را گسل می‌داند. ولی مرز بالای این سازند با سازند سردر، یک سطح فرسایشی موازی است که با افق‌های کنگلومرایی قاعدهٔ سازند سردر مشخص می‌شود و معرف ایست رسوبی و چرخهٔ فرسایشی ویزئن میانی است که در همه جای ایران سراسری است و برای آن نام البرزین پیشنهاد شده است. با وجود تفاوت زیاد رخسارهٔ سنگی، زیرسازند شیشتو (۲) را می‌توان با سازند آهکی مبارک البرز مقایسه کرد.

سازند آواری سردر : این سازند یادآور نهشته‌های شیلی ماسه سنگی کربنیفر ایران مرکزی است که بُرش الگوی آن در کوهپایه‌های باختری کوه‌های شتری (دره سردر) اندازه‌گیری شده است. در محل بُرش الگو، سازند سردر در یک ساختار تاقدیس گونه برونزد دارد که مرکز آن دیده نمی‌شود و لذا ستبرا، و چند و چون سنگ‌شناسی بخش زیرین آن دانسته نیست. به همین رو برش کمکی این سازند در دامنهٔ جنوبی کوه جمال (درهٔ حوض دوراه) می‌تواند نشانگر ویژگی‌های بیشتر این سازند باشد.به تقریب در بسیاری از نقاط بلوک طبس، سازند سردر، ضخامت متغیری از نهشته‌های شیلی – ماسه‌سنگی سبزرنگ تا خاکستری است که تناوب‌های مکرری از ماسه سنگ‌های آهکی، کوارتزیت و یا سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای قهوه‌ای رنگ دارد. مجموعهٔ یاد شده سیمای تپه ماهورهای تیره‌رنگ دارد که در شناسایی سازند کار ساز است.

توالی شیل‌ها و ماسه سنگ‌های سازند سردر، با لایه‌ای راهنما از کوارتزیت‌های سفیدرنگ، به ضخامت ۷۴ متر، پوشیده می‌شود که به لحاظ داشتن رخسارهٔ آواری، عضوی از سازند سردر دانسته شده است. ولی، یافته‌های جدید روی زمین این باور را به وجود آورده که پیوند کوارتزیت‌های مورد سخن با ردیف‌های کربناتی زمان پرمین (سازند جمال) به مراتب بیشتر از سنگ‌های کربنیفر (سازند سردر) است و به همین رو، بنا به پیشنهاد کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی، عضو کوارتزیتی یاد شده از ردیف‌های کربنیفر حذف و نهشته‌های آواری دریای پیشروندهٔ پرمین می‌شود..

از روی فسیل‌های یافت شده، این سازند را به دو زیر سازند « سردر ۱ » و « سردر ۲ » تقسیم کرده‌اند (علوی نایینی، ۱۳۷۲). مرز بین این دو به خوبی روشن نیست و در بیشتر نقاط تفکیک یاد شده امکان‌پذیر نیست.

در بُرش حوض دوراه (برش مرجع) و همچنین در دو سوی رود سردر، لایه‌های آغازین سردر شامل ۳۰ تا ۵۰ متر کنگلومرای چرتی، همراه با میان‌لایه‌هایی از ماسه سنگ است که با ناپیوستگی هم‌شیب بر روی لایه‌های بالایی، شیشتو (۲) نشسته است. با توجه به سن بخش زیرین سازند سردر

(ویزئن پسین)، ناپیوستگی فرسایشی پیش از سازند سردر، تأییدی به چرخه‌های فرسایشی و پس نشست دریای کربنیفر پیشین است که در ایران یک پدیدهٔ سراسری است. همبری بالای این سازند همچنان به یک دگر شیبی فرسایشی است که در زیر لایهٔ کوارتزیتی سفیدرنگ پرمین (سازند جمال) قرار دارد.با وجود فراوانی سنگواره، دربارهٔ این سازند دیدگاه دیرینه‌شناسی مشترکی وجود ندارد. استپانوف (۱۹۶۷) سردر (۱) را ویزئن پسین تا نامورین و سردر (۲) را به سن کربنیفر پسین و پرمین می‌داند. در حالی که والیسر (۱۹۶۶)، سردر (۲) را متعلق به پنسیلوانین پیشین می‌داند. حضور گونیاتیت‌های وستفالین (sp Gasterioceras.) در آخرین لایه‌های سردر، سبب شد تا یزدی (۱۹۹۶) مرز بالای سردر را محدود به آغاز وستفالین بداند.دیدگاه‌های سنی گوناگون، ارائهٔ تصویری روشن از مرز سنی سازند سردر و در نتیجه مرز کربنیفر و پرمین ایران مرکزی را دشوار می‌سازد. با وجود این، داده‌های منطقه‌ای نشان می‌دهد که یک ایست رسوبی در بالای سازند سردر حتمی است ولی وجود افق‌های آواری فسیل‌دار کربنیفر پایانی در قاعدهٔ پیشروی بزرگ بعدی (پیشروی پرمین) سبب شده تا سازند سردر، توالی کاملی از نهشته‌های کربنیفر ایران مرکزی دانسته شود.

گفتنی است که رخسارهٔ سازند سردر اختصاص به کوه‌های شتری و شیرگشت دارد، در نواحی ازبکوه، فردوس، گناباد، کرمان، بزمان، انارک و ۰۰۰ سنگ‌های کربنیفر با سازند سردر، مقایسه شده‌اند، ولی تفاوت رخسارهٔ آنها به نسبت زیاد است.

سازند گچال : به جز کوه‌های شتری – شیرگشت، در بیشتر نواحی ایران مرکزی (یزد، اردکان، اردستان، انارک) نهشته‌های کربنیفر ردیف‌های کربناتی آهکی هستند. در فرابوم کلمرد (باختر طبس) رخسارهٔ سنگ‌های کربنیفر، کربناتی و به داشتن یک عضو تبخیری شاخص است. به همین دلیل، در بلوک کلمرد برای سنگ‌های کربنیفر نام « سازند گچال » انتخاب شده که تفاوت

رخساره‌ای آشکاری با سازند آواری سردر در حوضهٔ طبس دارد. در بُـرش معرفـی شـده، (آقانبـاتی، ۱۹۷۵)، سازند گچال چهار عضو دارد.

عضو A، (در پایین)، با حدود ۷۵ متر ضخامت ، شامل سنگ‌آهک‌های لایه‌ای مطبـق اسـت کـه بـا چند لایهٔ ماسه سنگ کوارتزی وبا ناپیوستگی هم‌شیب، گاهی روی سـنگ‌هـای دونـین و گـاه روی ردیف‌های اردویسین قرار دارد. ریز و درشت سنگواره‌های این عضو، به ویژه انواع بازوپایان آن مشابه انواع موجود در زیر سازند شیشتو(۲) کوه‌های شتری و یا در لایه‌های آغازین سازند سردر است.

عضو B، حدود ۷۰ تا ۹۰ دولومیت‌های خاکستری ضـخیم لایـهٔ صـخره سـاز اسـت. در ایـن عـضو سنگواره دیده نشده ولی به لحاظ قرارگیری در زیر سطح فرسایشی ویزئن میانی – سن تـورنزین – ویزئن پذیرفته شده است.

عضو C، به عنوان یک لایهٔ کلیدی راهنما، مرحلهٔ پسروی دریای کربنیفر را مـشخص مـی‌کنـد کـه گاهی با نهشت ۱۲۰ تا ۱۵۰ متر گچ و با کمی دولومیت همراه است. این عضو به طور جانبی نـازک و گاه حذف می‌شود. جایگاه چینه‌شناسی و هم‌ارزی منطقه‌ای نشان می‌دهد که این عضو نشانگر فاز پسروی دریای ویزئن بوده و به تقریب در همه جای ایران قابل شناسایی است (فاز البرزین).

عضو D، با ۲۲ تا ۹۸ متر ستبرا شامل سنگ‌آهک‌هـای خاکـستری روشـن رنـگ اسـت کـه حـاوی کنودونت، مرجان‌های درشت و ۰۰۰۰ ویزئن تا نامورین است. این عـضو بـا ردیـف‌هـای پیـشرونده ویزئن میانی – نامورین البرز (سازندهای دزدبنـد ، بـاقرآبـاد و قـزل‌قلعـه) و بـا وجـود تفـاوت‌هـای رخساره‌ای زیاد با بخش زیرین سازند سردر قابل قیاس است . لازم به ذکر است ردیف‌های کربنیفـر بلوک کلمرد محدود به چهار عضو گفته شده نیست. یافته‌های فـسیل‌شناسـی نـشان مـی‌دهـد کـه ردیف‌های آواری و کربناتی روی عضو D، که در گذشته به سن پرمین دانسته شـده بـود، کماکـان

دارای سنگواره‌های کربنیفر است و بر این اساس سازند گچال دارای ۵ عضو با تغییرات سنی ویزئین تا آغاز نامورین است (هفت‌لنگ، ۱۳۷۹، گرگیج، ۱۳۸۱).

کربنیفر در زاگرس

در اشتران‌کوه، زردکوه، کوه‌دنا و همچنین در نواحی گهکم – فراقون، حدود ۳۰ تا ۴۸۸ متر، رسوبات ماسه سنگی دانه‌درشت، با لایه‌بندی نازک تا توده‌ای، به رنگ سفید وجود دارد که در گذشته به سن کربنیفر دانسته می‌شد. مطالعات پالینولوژی قویدل (۱۳۶۲) نشان داده است که ماسه‌سنگ‌های مورد نظر سن دونین پسین (سازندزاکین) و پرمین پیشین (سازند فراقون) دارند. به گفتهٔ دیگر، در کوه‌های زاگرس سیستم کربنیفر یک دورهٔ خروج از آب و فرسایش به بزرگی ۷۰ میلیون سال است (وضع مشابهی در بخش وسیعی از کوه‌های سلطانیهٔ زنجان و شمال باختری آذربایجان وجود دارد، افتخارنژاد، ۱۳۵۹).

کربنیفر در مشهد

در جنوب باختری مشهد تا شمال خاوری فریمان، آمیزه‌ای از سنگ‌های پلیتی- ماسه‌ای، رسوب‌های پلاژیک همراه با عدسی‌های بزرگ اولترامافیک و مافیک، با خاستگاه اقیانوسی، وجود دارد که با مقایسه با سنگ‌های مشابه در افغانستان و توران، به سن دونین – کربنیفر (مجیدی، ۱۹۷۸) و بخشی از پی سنگ هرسی‌نین صفحهٔ توران دانسته شده‌اند. یافته‌های زمین‌شناسی جدید، نشان می‌دهد که سنگ‌های منسوب به کربنیفر، باقیماندهٔ منشورهای برافزایشی تتیس کهن به سن « پرمین » هستند.

کربنیفر در سنندج – سیرجان

در زون سنندج – سیرجان به ویژه در جنوب خاوری این زون، سنگ‌های منسوب به کربنیفر دگرگون هستند. دگرگونی‌های کربنیفر زون سنندج – سیرجان بخشی از دگرگونی‌های پالئوزوییک

است که به دلیل تأثیر شدید رویداد سیمرین پیشین، در زمان تریاس پسین، دگرگون شده‌اند. سبزه‌ئی (منتشر نشده) برای این دگرگونی‌ها نام کمپلکس چاه چُغُوک را انتخاب کرده که تناوبی از سنگ ماسه، شیل، گدازه‌های بالشی- رسوب‌های آشفتهٔ آهکی، چرت‌های نازک لایه و گدازه‌های اسیدی زیر دریایی با سنگواره‌های کربنیفر بالایی تا پرمین زیرین است.

در نواحی سیرجان، پاریز، چهارگنبد، سنگ‌های متعلق به کربنیفر را به نام « گروه خواجو » نامگذاری کرده‌اند که حدود ۲۰۰۰ متر ستبرا دارد و شامل سه واحد جداگانه است (دیمیتریویچ، ۱۹۷۳) .

× واحد پایینی، شامل شیست، میکاشیست و گابرو که در رخسارهٔ شیست سبز دگرگون شده است.

× واحد میانی، شامل فیلیت، کالک شیست و دیاباز دگرگون شده،

× واحد بالایی، شامل مرمر و دولومیت‌های مرمری،گروه خواجو سنگواره ندارد و سن آن نامشخص است. اما، از بین سه واحد مذکور، واحد بالایی با مرمرهای کوه زیدان مقایسه و به سن کربنیفر پسین – پرمین پیشین دانسته شده است. دو واحد دیگر ممکن است کهن‌تر از کربنیفر باشند

.در ناحیهٔ بَردسیر کرمان، مجموعه‌ای از کوارتزیت، میکاشیست و کالک شیست به نام «مجموعهٔ دگرگونی سوریان» را به سن کربنیفر پیشین دانسته‌اند.

در ناحیهٔ باغین کرمان، « سازند بوج » شامل مرمر توده‌ای در زیر، گابرو – دیوریت در وسط و مرمر لایه‌ای در بالا است (دیمیتریویچ، ۱۹۷۳) . از این سه واحد، مرمرهای لایه‌ای به کربنیفر نسبت داده شده‌اند.در پهنهٔ مکران (طاهرویی، میناب، بشاگرد و فنوج) در پوستهٔ قاره‌ای و دگرگونی‌جداکنندهٔ مکران شمالی از مکران جنوبی (کمپلکس باجگان – دورکان) سنگ‌های کربنیفر گزارش شده است. مک‌کال (۱۹۸۵) این مجموعهٔ دگرگونی را ، ادامهٔ جنوب خاوری زون سنندج – سیرجان در پهنهٔ مکران می‌داند.

عنوان: مقدمه

گسترش جغرافیایی سنگ‌های پرمین ایران،بسیار زیاد است و این باور وجود دارد که در زمان کربنیفر پایانی و یا پرمین پیشین، با آرام گرفتن رخداد زمین‌ساختی هرسی‌نین و حرکت‌های رو به پایین زمین، شرایط لازم برای پیشروی گستردهٔ دریا فراهم آمده است، به گونه‌ای که بسیاری از فرابوم‌های قدیمی در شمال آذربایجان، البرز، ایران مرکزی، سنندج – سیرجان و همچنین زاگرس با دریای کم ژرفا و پیشروندهٔ پرمین پوشیده شده، و سنگ‌های پرمین را می‌توان بر روی ردیف‌های گوناگون کربنیفر، دونین، سیلورین، اردویسین و کامبرین دید.

شواهد متعدد از پیشروی و پسروی مکرر در توالی سنگ‌های پرمین ایران گویای آن است که دریای پرمین به طور قابل ملاحظه‌ای تحت تأثیر حرکت‌های دیررس هرسی‌نین قرار داشته است. جدا از نبودهای رسوبی کوتاه و موقتی که به طور عموم با تشکیل افق‌های بوکسیت و لاتریت و یا نهشت رسوب‌های تبخیری همراه بوده، رسوبات پرمین ایران نشانگر سه چرخهٔ رسوبی بزرگ است. هر چرخهٔ با رخساره‌های آواری پیشرونده آغاز می‌شود و به دنبال آن، با افزایش ژرفا، ردیف‌های کربناتی آهکی – دولومیتی و سرانجام با نهشت آواری‌های پسرونده، چرخهٔ رسوبی سرانجام می‌گیرد. لازم به ذکر است که:

× در بیشتر موارد، رسوب‌های پسرونده، به دلیل دوره‌های فرسایشی پیش از چرخهٔ رسوبی جوان‌تر، فرسوده و حذف شده‌اند.

× مرز زیرین چرخه‌های رسوبی سه گانهٔ یاد شده از نوع دگرشیبی موازی است.

× چرخه‌های رسوبی سه گانه در همه جای ایران وجود ندارد. گاهی فقط می‌توان یک و یا دو چرخهٔ رسوبی را دید.

× جدا از چرخهٔ رسوبی نخست، چرخه‌های رسوبی دوم و سوم هم می‌توانند بر روی سنگ‌های کهن‌تر از پرمین قرار گیرند.

آخرین دورهٔ پسروی دریای پرمین در پایان این سیستم صورت گرفته، به همین دلیل، مرز بالای ردیف‌های پرمین ایران به طور عموم ناپیوسته ولی از نوع دگرشیبی موازی است. با این حال، در چند ناحیه از ایران (جلفا، کندوان، آمل، شهرضا و آباده) شواهدی از رسوبگذاری پیوسته از پرمین به تریاس گزارش شده است.

جدا از سنگ‌های رسوبی گسترده، بخش درخور توجهی از سنگ‌های پرمین زون سنندج - سیرجان از نوع دیابازها و یا بازالت‌های قلیایی همراه با رسوب‌های فلیش گونهٔ تخریبی – آهکی با تغییرات زمانی و مکانی زیاد هستند. ویژگی‌های سنگی و شیمیایی مجموعهٔ یاد شده (دیابازها و رسوب‌های آشفته) می‌تواند نشانگر کافت‌های درون قاره‌ای شکل گرفته از نیروهای کششی حاکم بر سکوی پالئوزوییک ایران، به ویژه آغاز شکل‌گیری اقیانوس آلپی زاگرس (تتیس جوان) باشد. چنین به نظر می‌رسد که کافتی شدن پلاتفرم پالئوزوییک ایران منحصر به زون سنندج – سیرجان نبوده، و ممکن است زون منشورهای برافزایشی مکران نتیجهٔ کافتی شدن سکوی پرمین باشد. مهم‌تر آنکه، بقایای پوستهٔ اقیانوسی تتیس کهن در شمال خاوری ایران حاکی است که کافت پالئوزوییک پسین شمال خاوری ایران در زمان پرمین به تکامل رسیده است و لذا شاید بتوان گفت که پرمین یکی از دوره‌های اثرگذار بر زمین‌شناسی ایران بوده است.

پرمین در البرز – آذربایجان

در البرز – آذربایجان برونزدهای گسترده‌ای از سنگ‌های پرمین وجود دارد. در این مناطق، سه واحد سنگ‌چینه‌ای به نام‌های سازند دورود (در زیر)، روته (در وسط) و نسن (در بالا) معرف توالی‌های پرمین است. این سازندها هر یک به تنهایی یک چرخهٔ رسوبی کامل است که میان دو

سطح فرسایشی جای دارند. به جز حالت‌های استثنایی، چرخه‌های رسوبی سه گانهٔ پـرمین البـرز – آذربایجان،کامل نیست و شواهد زمین‌شناسی موجود نـشان مـی‌دهـد کـه پـاره‌ای نـواحی البـرز – آذربایجان با پیشروی‌های بعدی و جوان‌تر دریای پرمین پوشیده شده‌اند. به همین دلیل، قرارگیـری سنگ‌های چرخهٔ سوم (سازند نسن) در روی ردیف‌های کهن‌تر از پـرمین دور از انتظـار نیـست (در مبارک‌آباد، سازند نسن، روی سازند آهکی مبارک است). در بین سه سازند یاد شده، به ویژه در البرز باختری و آذربایجان، چرخهٔ دوم پرمین (سازند روته) بیشترین رخنمـون را دارد و چنـین اسـتنباط می‌شود که در زمان رسوبگذاری سازند روته، دریای پرمین بیشترین گسترش را داشته است. گفتنی است که در البرز – آذربایجان:

× تفکیک ردیف‌های پسروندهٔ سازند دورود از افق‌های پیشروندهٔ سازند روته ساده نیست و در پاره‌ای نقاط این دو واحد آواری سُرخ‌رنگ، یکی پسرونده و دیگری پیشرونده، از یکدیگر تفکیک نشده‌اند.

× در جاهایی که آخرین ردیف‌های آواری سازند دورود و لایه‌های آواری آغازین سـازند روتـه، قابـل تفکیک نبوده‌اند (نشده‌اند)، سازند روته یک واحد کربناتی محض فرض شده است.

× در نقاطی که ردیف‌های پرمین با سازند روته (دومین چرخهٔ رسوبی) آغاز مـی‌شـود، رسـوب‌هـای آواری سُرخ‌رنگ آغازین سازند روته، به عنوان سـازند دورود فـرض شـده‌انـد.سـازند دورود : سـازند دورود، به عنوان نخستین چرخهٔ رسوبی پرمین البرز – آذربایجان، در سال ۱۹۶۳، توسط آسرتو، در بالا دست درهٔ جاجرود (دوراهی دورود – شمشک) مطالعه و معرفی شده است. در بُرش الگو، سازند روته با ۱۵۰ متر ستبرا، شامل بر چهار واحد سنگی است، که از پایین به بالا، عبارتند از:

× واحد (۱)، ردیفی از مارن رُسی زرد – خاکستری، همراه با سنگ‌آهک‌های مارنی و لایه‌های نازکی از کوارتزیت سُرخ‌رنگ است.

× واحد (۲)، حدود ۲۵ متر کنگلومرای ضخیم لایه و شیل‌های رنگین است.

× واحد (۳)، تا ۵۰ متر ستبرا دارد و شامل سنگ‌آهک‌های فوزولین‌دار، متراکم و ضخیم لایه است که روزنه‌داران، بازوپایان، کنودونت‌ها و جلبک‌های آن، سن پرمین پیشین (آسلین – ساکمارین) را نشان می‌دهند.

× واحد (۴)، حدود ۵۵ متر، سیلت سنگ سُرخ همراه با شیل‌های سُرخ – سبز و ماسه‌سنگ‌های سُرخ‌رنگ است که با یک افق (۷۰ تا ۱۲۰ سانتی‌متر) از ماسه‌سنگ کوارتزی سفیدرنگ پایان می‌یابد. گفتنی است که بُرش الگوی سازند دورود نیاز به بازنگری دارد زیرا:

× واحد (۱) بُرش الگو، در همه جا وجود ندارد و به دو سو، پس از نازک شدن، حذف می‌شود.

× واحد (۱)، اگر چه به عنوان ردیف‌های آغازین پرمین دانسته شده ولی دارای کنودونت نوع Prioniodoniagela (احمدزادهٔ هروی، ۱۹۷۱) و روزنه‌داران نوع Globivalvulina (بزرگ‌نیا، ۱۹۷۳) است که تعلق آن را به ویزئن تا نامورین زیرین (کربنیفر) مسجل می‌سازد.

× بر پایهٔ گزارش‌های موجود، در درهٔ کرج و در باختر قُل‌قُل چشمه، سازند دورود با واحد (۲) آغاز می‌شود.این نکات نشان می‌دهد که واحد ۱ (ردیف‌های کربنیفر) با واحد ۲، ارتباط ناپیوسته دارد و لذا شایسته است تا از بُرش الگو حذف شود. بدین ترتیب سازند دورود، دو واحد آواری دارد که توسط واحدی از سنگ‌آهک فوزولین‌دار از یکدیگر جدا شده‌اند.

مناطق رامیان (در این محل در قاعدهٔ سازند دورود، لایه‌های توف و بازالت گزارش شده است، (درویش‌زاده، ۱۳۷۰)،)درهٔ علیای چالوس، خوش ییلاق، آوج، زنجان، سمنان، فیروزکوه، کوه‌های سلطانیه، کبودرآهنگ، مهاباد، باختر دریاچهٔ ارومیه و ۰۰۰ مناطقی از البرز – آذربایجان هستند که سازند دورود گزارش شده است.

بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی، علیزاده کتک لاهیجانی (۱۳۷۰)، با توجه به همراهی کربنات‌های بخش میانی سازند دورود باماسه‌سنگ‌های کوارتزی، محیط پیدایش تخریبی‌های این سازند را

دریایی مشخص کرده است. ولی لاسمی (۱۳۷۹)، با توجه به رنگ، سنگ‌شناسی و توالی قائم، بیشتر این آواری‌ها (زیرین و زبرین) را متعلق به محیط غیردریایی و زیر نفوذ رودخانه می‌داند.

سازند آهکی روته : به عنوان دومین چرخهٔ رسوبی پرمین البرز – آذربایجان، در سال ۱۹۶۳، توسط آسرتو، در درهٔ روته (شمال خاوری روستای روته)، به ضخامت ۲۳۰ متر، مطالعه و معرفی شده است.سازند آهکی روته را می‌توان در گستره‌های وسیعی از البرز خاوری (خوش ییلاق، تیل‌آباد، خاور گرگان و ۰۰۰)، البرز مرکزی (روته، دلیچای، دربندسر، آمل، گدوک و ۰۰۰) و آذربایجان (ماکو، مراغه، تکاب، شاهین‌دژ، زنجان، بوکان، ارومیه، مهاباد و ۰۰۰) دید. در بیشتر این نواحی، بدون در نظر گرفتن ردیف‌های آواری پایه، سازند آهکی روته ردیف‌های به نسبت همگنی از سنگ‌آهک‌های لایه‌ای، خاکستری تا تیره با تناوب‌هایی از لایه‌های نازک مارن دانسته شده است.

به طور معمول در همه جا « روته » فقط یادآور سنگ‌های خاکستری چهره‌ساز است، در حالی که افزودن ردیف‌های آواری به پایهٔ این سازند، ضروری است.بر خلاف باور آسرتو (۱۹۶۴)، مرز زیرین سازند روته در همه جا ناپیوسته ولی هم‌شیب و ممکن است به سنگ‌های گوناگونی باشد. هم‌شیب و تدریجی دانستن مرز دو سازند دورود (در زیر) و روته، در برش الگو و کوه‌های بی‌بی شهربانو، به طور یقین نتیجهٔ نداشتن شناخت روشن از ردیف‌های آواری سازند روته و نسبت دادن آنها به سازند دورود است. جدا از سطوح فرسایشی، بین سازند درود (در زیر) و روته، یک واحد لاتریتی وجود دارد که اشتامفلی (۱۹۷۸) آن را به نبود آرتنسکین مربوط می‌داند. سطوح پایانی سنگ آهک‌های روته همواره نشانگر یک سطح فرسایشی – کارستی است که ممکن است با گدازه‌های آتشفشانی (درهٔ چالوس) و یا عدسی‌های بوکسیت – لاتریت (بوکان، آوج، کبودرآهنگ، بی‌بی شهربانو) مشخص باشد. در بیشتر نواحی البرز جنوبی، سطح بالایی سازند روته، به سازند الیکا (تریاس) و یا سازند شمشک (تریاس – ژوراسیک) است، ولی در البرز شمالی، سنگ‌آهک‌های روته با ردیف‌های جوان‌تر پرمین (سازند نسن) فصل مشترک ناپیوسته دارد.از نظر دیرینه‌شناسی، سازند روته یکی از

پرفسیل‌ترین واحدهای سنگی پرمین البرز – آذربایجان است به همین دلیل، مرجان‌ها، بازوپایان، جلبک‌ها و روزنه‌داران سازند به خوبی مطالعه شده و معرف بخش زیرین پرمین بالایی (مرغابین) دانسته شده‌اند. ولی به باور بزرگ‌نیا (۱۹۷۳)، ۲۵ متر آخر این سازند به سن جُلفین است و باید آن را معادل سازند نسن دانست.سازند روته را می‌توان با سازند جمال در ایران مرکزی و یا لایه‌های گنیشیک در کوه‌های جلفا مقایسه کرد (شکل ۴-۸).

لاسمی (۱۳۷۹)، محیط رسوبی سازند روته را همسان محیط‌های کربناتی عهد حاضر، به ویژه سواحل جنوبی کنونی خلیج‌فارس می‌داند که چهار رخسارهٔ دریایی باز، سدی، تالابی و پهنه‌های کشندی دارد.

سازند آهکی نسن : گلوس (۱۹۶۴)، بُرش الگوی سازند آهکی نسن را، به عنوان سومین چرخهٔ رسوبی پرمین البرز – آذربایجان، در درهٔ نور، مطالعه و معرفی کرد.در بُرش الگو، سازند نسن با ۲۳۰ متر ضخامت روی گدازه‌های ملافیری سازند روته و در زیر نخستین ردیف‌های منسوب به تریاس (سازند الیکا) قرار دارد. هر دو مرز زیرین و زبرین آن ناپیوسته ولی هم‌شیب است.

گلوس بُرش الگوی نسن را به دو بخش پایینی و بالایی تقسیم کرده است. « نسن پایینی » با ۸۵ متر ضخامت شامل ردیف‌های ماسه‌سنگی در پایین و حدود ۶۴ متر سنگ‌آهک سیاه رنگ مارنی – شیلی ریزدانه در بالا است.

« نسن بالایی »، با ۱۴۴ متر ستبرا شامل تناوبی از شیل‌های مارنی سیاه‌رنگ و سنگ‌آهک‌های گرهک‌دار تیره‌رنگ در پایین و سنگ‌آهک‌های ضخیم‌لایه حاوی قلوه‌های چرت در بالا است.نسن پایینی دارای روزنه‌دارانی است که زون زیستی پارافولینای بالایی را از زمان گودالوپین پسین (مُرغابین پسین) مشخص می‌کنند. نسن بالایی از پایین به بالا، شامل زیست‌زون‌های: (بالا) Permophricodothyris – Ohdhamina, Tylopecta, Spinomarginifera و