

강원도 정선 지역 오르도비스기 정선석회암의 속성 역사

봉련식·정공수

충남대학교 지질학과, 305-764 대전광역시 유성구 궁동 220

Diagenetic History of the Ordovician Chongson Limestone in the Chongson Area, Kangwon Province, Korea

Lyon-Sik Bong · Gong-Soo Chung

Department of Geology, Chungnam National University, Taejon 305-764, Korea

Abstract: The Ordovician Chongson Limestone deposited in the carbonate ramp to the rimmed shelf shows diverse diagenetic features. The marine diagenetic feature appears as isopachous cements surrounding ooids and peloids. Meteoric diagenetic features are recrystallized finely and coarsely crystalline calcite, evaporite casts filled with calcite, and isopachous sparry calcite surrounding ooid grains. Shallow burial diagenetic features include wispy seam, microstylolite, and dissolution seam whereas deep burial features include stylolite, burial cements, blocky calcite with twin lamellae, and poikilotopic calcite. Dolomites consist of very finely to finely crystalline mosaic dolomite formed as supratidal dolomite, disseminated dolomite of diverse origin, patchy dolomite formed from bioturbated mottles, and saddle dolomite of burial origin. Silicified features include calcite-replacing quartz and fracture-filling megaquartz.

Burial cements characterized by poikilotopic texture show $\delta^{18}\text{O}$ value of -10.4% PDB, $\delta^{13}\text{C}$ value of -1.0% PDB and 504 ppm Sr, 3643ppm Fe, and 152ppm Mn concentrations. Finely and coarsely crystalline limestones show similar $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ value to those of burial cements; however, they show lower Sr and higher Fe and Mn concentrations than burial cements. This suggests that very finely and coarsely crystalline limestones were recrystallized in freshwater and then they were readjusted geochemically in the burial setting whereas the burial cements were formed in relatively high temperature and low water/rock ratio conditions. Very finely and finely crystalline mosaic dolomites with $\delta^{18}\text{O}$ value of -8.2% PDB, $\delta^{13}\text{C}$ value of -1.9% PDB, and 213ppm Sr, 3654ppm Fe, and 114ppm Mn concentrations, respectively are interpreted to have been formed penecontemporaneously in supratidal flat and then recrystallized in the low water/rock ratio burial environment. Geochemical data suggest that the low water/rock ratio burial environment was the dominant diagenetic setting in the Chongson Limestone.

The Chongson Limestone has experienced marine and meteoric diagenesis during early diagenesis. With deposition of Haengmae and Hoedongri formations part of the Chongson Limestone was buried beneath these formations and it experienced shallow burial diagenesis. During the Devonian the Chongson Limestone was tectonically deformed and subaerially exposed. During the Carboniferous to the Permian about 3.3km thick Pyongan Supergroup was deposited on the Chongson Limestone and the Chongson Limestone was in deep burial depths and stylolite, burial cements, blocky calcite and saddle dolomite were formed. After this burial event the Chongson Limestone was subaerially exposed during the Mesozoic and Cenozoic by three periods of tectonic disturbance including Songnim, Daebo and Bulguksa disturbance. Since the Bulguksa disturbance during Cretaceous and early Tertiary the Chongson Limestone has been subaerially exposed.

Key words: Chongson Limestone, Ordovician, Diagenesis, Geochemistry

요약: 탄산염 완사면과 테두리진 탄산염 대륙붕에서 퇴적된 오르도비스기 정선석회암은 다양한 속성양상을 보인다. 어란석 입자나 펠로이드 주위에 분포하는 등후의 침상의 교결물로 나타나는 해수속성작용은 최초의 속성작용이었으며 재결정화된 마이크로스파 내지 스파 방해석, 방해석으로 채워진 증발암 캐스트 그리고 어란석 입자 주위에 분포하는 등후의 스파 방해석으로 나타나는 담수속성작용으로 이어졌다. 얇은 매물 속성 작용의 양상은 마이크로스타일로라이트와 용해 씬을 포함하며, 깊은 매물 속성작용의 양상은 스타일로라이트, 매물 교결물, 거정질 방해석 그리고 포이킬로토픽 방해석을 포함한다. 매물교

결작용은 압력용해양상과 쌍정 엽리를 갖는 거정질 방해석 또는 포이킬로토폭 조직을 갖는 방해석에 의해 특징지어진다. 돌로마이트는 조간대 기원의 극세립 및 세립질 모자이크 돌로마이트, 다양한 기원의 산재된 돌로마이트, 생물 교란 반점이 돌로마이트화 된 패치돌로마이트, 깊은 매몰 기원의 안장형 돌로마이트가 있다. 규화작용은 방해석을 치환한 석영과 열극에 침전된 석영이 있다.

포이킬로토폭 조직을 보이는 극조립질의 매몰교결물은 -10.4% PDB의 $\delta^{18}\text{O}$ 값과 -1.0% PDB의 $\delta^{13}\text{C}$ 값, 504ppm Sr, 3643ppm Fe 그리고 152ppm Mn 값을 보인다. 세립 및 조립질 방해석으로 구성된 석회암은 매몰교결물과 비슷한 $\delta^{18}\text{O}$ 값과 $\delta^{13}\text{C}$ 값을 보이나, 매몰교결물에 비해 Sr 함량은 낮고, Fe 및 Mn 함량은 높다. 이런 지화학적 경향은 세립 및 조립질 방해석의 재결정화 작용이 담수 환경에서 일어난 후 매몰환경에서 다시 재결정되어 나타난 것으로 해석되며, 매몰교결물은 비교적 높은 온도와 낮은 물/암석 비를 갖는 환경에서 형성된 것으로 해석된다. $\delta^{18}\text{O}$ 값이 -8.2% PDB, $\delta^{13}\text{C}$ 값이 -1.9% PDB, 213ppm Sr, 3654ppm Fe, and 114ppm Mn을 보이는 극세립 및 세립의 돌로마이트는 조상대 환경에서 퇴적물과 동시기적으로 형성된 후 비교적 낮은 암석/물의 비율을 갖는 매몰 환경에서 재결정 된 것으로 해석된다. 지화학적 자료는 정선석회암의 속성환경은 물/암석의 비가 낮은 매몰환경이 주된 속성환경이었음을 시사한다.

정선석회암은 퇴적될 당시 해수 속성 작용과 담수 속성 작용을 받았다. 행매층과 회동리층의 퇴적으로 정선석회암의 일부는 얇은 매몰 환경 하에 놓이게 되었고, 대본기의 지구조적 변형기에 대기하에 노출되었을 것으로 해석된다. 석탄기와 페름기의 평안계 지층이 약 3km의 두께로 퇴적되어 정선석회암은 이시기에 깊은 매몰환경에 놓이게 된 것으로 해석되며 스타일로라이트, 매몰 교결물, 거정질 방해석 그리고 안장형 돌로마이트가 형성된 것으로 해석된다. 정선석회암은 중생대와 신생대에 있었던 송림, 대보, 불국사 변동으로 대기에 노출된 것으로 보이며 담수 속성환경에 다시 놓이게 된 것으로 해석된다. 백악기와 제3기의 불국사 변동 후 정선 석회암은 대기 하에 노출되어 담수 속성작용을 받은 것으로 보인다.

주요어: 정선석회암, 오르도비스기, 속성작용, 지화학성분

서론

탄산염 퇴적물은 쇄설성 규산염 퇴적물에 비해 속성 작용에 민감하여 흔히 복잡한 속성 역사를 보인다. 탄산염암의 속성 작용 연구는 탄산염암이 퇴적된 이후의 변질 역사를 이해함은 물론, 공극의 분포와 같은 조직적 이질성과 돌로마이트화 작용이나 규화 작용 같은 치환 작용에 의한 광물 분포의 이질성을 파악할 수 있게 한다. 속성 작용은 해수면 변동, 공극수의 유출입에 의해 좌우되는 물/암석의 비, 퇴적층의 두께와 지구조적 역사에 의해 조절되는 매몰 심도 및 이와 관련된 온도와 압력의 변화에 의해 영향을 받는다. 속성 작용이 일어난 환경과 상대적 시기를 파악함으로써 탄산염암의 속성 역사를 이해할 수 있다.

이러한 탄산염암의 속성작용 연구는 암석기재학적이고 지화학적으로 이루어져 왔다. 그 동안 국내 하부 고생대 조선누층군 탄산염암의 속성 작용 연구는 주로 태백 지역과 영월 지역 탄산염암에 대해서 수행되었다. 하부고생대 조선누층군 탄산염암의 속성 작용과 돌로마이트에 대한 연구에서 박병권 외(1986)는 캄브리아

중기 풍촌석회암이 해수와 담수 속성 작용을 받은 것을 보고하였고, 박병권과 우경식(1986)은 풍촌석회암이 해수 및 담수 속성 작용과 매몰 속성작용을 받았음을 보고하였다. Paik(1986)은 막골층의 돌로마이트화가 해수와 담수가 혼합되어진 혼합수에 의해서 일어났음을 보고하였다. Kim *et al.*(1992)은 두무골층의 초기속성작용 동안 형성된 단괴상 석회암의 성인에 대해 보고하였다. 영월지역 탄산염암의 속성 작용 연구에서 Woo *et al.*(1990)은 문곡층의 속성 역사를 보고하였다. Chung *et al.*(1993)은 문곡층의 돌로마이트화 작용을 보고하였으며 Woo and Choi(1993)는 영흥층의 속성 역사에 대해 보고하였고, Chung and Land(1997)는 마차리층의 돌로마이트화 작용에 대해 보고 하였다. 국외의 탄산염암 속성작용에 대한 연구는 Tucker and Bathurst(1990), McIlreath and Morrow(1990)에 의해 여러 가지 예들이 제시된 바 있으며, 지화학적인 관점에서 탄산염암의 속성작용이 보고된 바 있다(Banner, 1995; Jenkyns and Clayton, 1997; Meng *et al.*, 1997; Montanez *et al.*, 1996; Tobin and Walker, 1996; Valladeres, 1996). 돌로마이트화에 대한 연구에서 Gao and Land(1991),

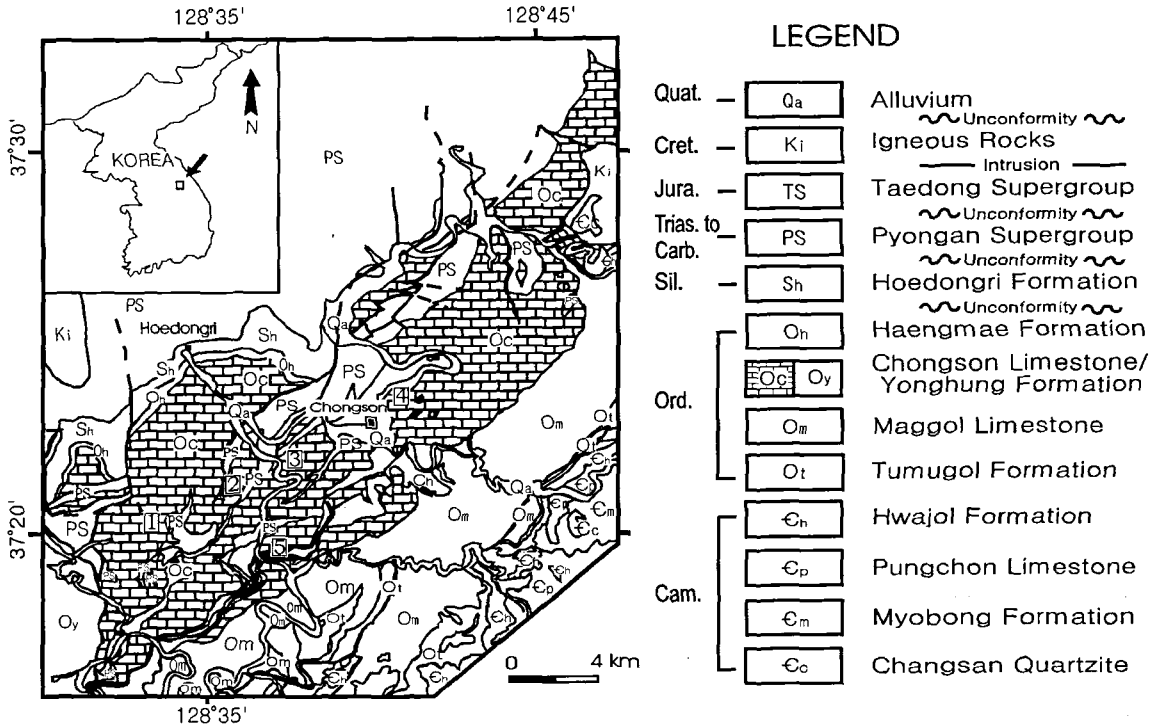


Fig. 1. Geologic map of the Chongson area (modified after GICTR, 1962; Cheong et al., 1979; Lee, 1988; and Son and Jeong, 1976). Numbers are localities from which stratigraphic sections were measured. 1, Majeonchi; 2, Kwanghari; 3, Mopyong; 4, Yijeol; and 5, Sumi.

Montanez and Read(1992)는 돌로마이트의 재결정 작용에 대해 보고하였다. 강상진(1997)은 정선석회암의 퇴적환경 및 암상진화에 대해 보고한 바 있다. Chung and Kang(1998)은 정선석회암이 초기에는 탄산염 완사면에서 퇴적되었다가 해수면 상승과 함께 테두리진 대륙붕에서 퇴적된 것으로 해석하였다.

본 연구의 목적은 암석기재화적이고 지화학적인 방법으로 정선 지역에 분포하는 정선석회암의 속성 양상, 속성 환경, 속성 작용이 일어난 상대적 순서 그리고 정선 지역의 지구조적 역사와의 연관성을 파악하는데 있다. 정선석회암은 특히 매몰 속성작용이 우세한 경향을 보이는데, 이러한 정선석회암에 대한 속성 역사의 이해는 우리 나라 고생대 하부의 조선누층군 탄산염암의 속성 역사 이해에 도움이 될 것으로 기대된다.

지질 개요 및 지구조적 역사

정선석회암은 정선읍을 중심으로 북동-남서 방향으로 대상으로 분포되어 있고, 정선석회암 남동쪽에는 막

골석회암이, 그리고 북서쪽에는 평안 누층군이 분포하고 있으며, 북동쪽의 일부지역에서는 캄브리아기의 지층들과 접하고 있다(Fig. 1). 정선석회암 남서쪽으로는 영흥층과 평안누층군 지층들이 접해있다. 북동-남서 방향으로 대상으로 분포하고 있는 정선석회암내의 일부 지역에 평안누층군과 대동누층군의 지층들이 북동-남서 방향의 길쭉한 대상 형태로 분포하고 있다. 정선석회암의 하부는 막골층과 정합적으로 접하고 있으며 상부는 행매층과 정합적으로 접하고 있다. 또한 정선지역에는 우리 나라에서 유일하게 분포하는 것으로 알려진 실루리아기 지층이 분포하고 있다(Fig. 2). 정선석회암의 층후는 최소 500m 이상일 것으로 추정된다.

정선석회암은 오르도비스기 후기에 약 500m 이상의 두께로 퇴적된 후, 그 위에 약 50~200m 두께의 행매층과 약 200m 두께의 실루리아기 회동리층이 퇴적되면서 얇은 매몰 환경 하에 놓이게 되었다(Figs. 3 & 4). 정선석회암은 퇴적된 후 중기 및 후기 고생대와 중생대 기간 동안 지구조적인 영향으로 변형을 받은 것으로 보인다(Fig. 4). 오르도비스기 후기와 펜실베이니아기 초기

Age		Authors	GICTR(1962)	Kim et al. (1973)	Cheong <i>et al.</i> (1979)	Choi (1998)	Modified after Lee(1988)
Silurian			[Vertical lines]	[Vertical lines]	Hoedongri Formation	Hoedongri Formation	Hoedongri Formation
Ordovician	Ashgillian	Chongson Limestone	[Vertical lines]	[Vertical lines]	Haengmae Formation	[Vertical lines]	Haengmae Formation
	Caradocian	Maggol Limestone	[Vertical lines]	[Vertical lines]	Chongson Limestone	Yangtan Group	Chongson Limestone
	Llanvianian		[Vertical lines]	[Vertical lines]			Maggol Limestone
	Llanvirnian		[Vertical lines]	[Vertical lines]			
	Arenigian	Tumugol Shale	[Vertical lines]	[Vertical lines]			Tumugol Shale
	Tremadocian	Tongjom Quartzite	[Vertical lines]	[Vertical lines]			Tongjom Quartzite

Fig. 2. Stratigraphic classification of the Lower Paleozoic (Ordovician to Silurian) strata in the Chongson area.

사이에 주된 지구조적 운동(Cluzel *et al.*, 1990; Kim, 1988)으로 정선석회암을 포함한 조선누층군이 융기되어 지표에 노출된 것으로 생각된다(Figs. 3 & 4). 이 지구조적인 운동이후 약 3.3km 두께의 평안누층군이 팬실베니아기 초기와 페름기 초기 사이에 퇴적되어 (Cheong, 1988; Kim, 1988) 정선석회암은 깊은 매몰 환경에 있게 된 것으로 보인다. 이들 고생대 지층들은 트라이아스기 중기에서 후기동안의 송림변동, 유라기와 백악기 초기의 대보변동, 그리고 백악기와 제3기 초기 사이의 불국사변동과 같은 지구조적인 변동을 겪었던 것으로 생각된다(Park, 1982; Kim, 1988; 김정환, 1999). 이들 지각변동 시기에 정선석회암이 지표에 노출된 후

현재에 이른 것으로 생각된다(Fig. 4).

연구 방법

본 연구를 위해 야외 조사와 실내 조사를 실시하였다. 야외 조사는 노두의 상태가 비교적 양호한 지역을 대상으로 암상과 퇴적구조, 조직 등을 관찰하였다. 대부분의 표본은 현미경적 관찰을 위해 박편을 제작하였으며, 일부 표본은 암편을 제작하여 퇴적 구조와 조직을 관찰하였다. 방해석과 돌로마이트를 구분하기 위해 Friedman(1959)과 Dickson(1966)의 방법에 의해 일부 박편을 착색을 하였으며, 속성 환경 규명을 위해 지화학 분석을 하였다. 미량원소 분석을 위해 마이크로 드릴을 이용하여 암석편(rock chip)으로부터 얻은 파우더 시료 0.05 내지 0.1g을 5% HCl 15ml에 30분 동안 흔들어준 다음, 원심분리기를 이용하여 침전물을 제거한후 기초과학연구원 ICP/AES(ICPS-1000 IV Schimadzu)로 측정하였다. 안정 산소 및 탄소 동위원소 측정을 위해 0.005 내지 0.01g의 시료를 인산(H₃PO₄)과 90°C에서 반응 시킨 후 CO₂를 포집하여 분석하였다(Swart *et al.*, 1991). 동위원소 질량분석기는 기초과학연구원소가 보유하고 있는 영국의 VG Isotech사의 PRISM II 모델을 사용하였다. 석회암내의 불용성 잔류물의 광물 성분 분석을 위해 X선 회절 분석을 실시하였다. X선 회절 분석을 위해 사용된 기기는 Rigaku D/Max-II이며, 분석

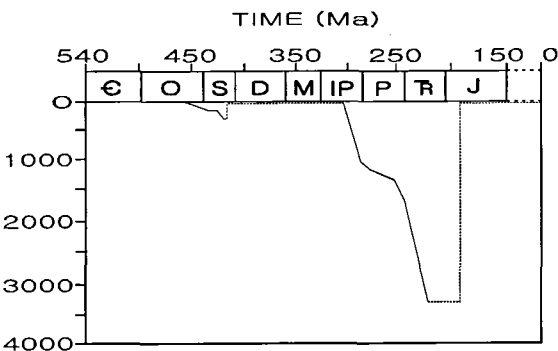


Fig. 3. Burial curve of the Chongson Limestone based on Cluzel *et al.* (1990), Cheong (1988), Lee (1988) and Park (1982).

암상 및 퇴적 환경

강상진(1997)과 Chung and Kang(1998)에 의해 정선 석회암의 암상 및 그들의 퇴적환경이 제시된 바 있다. 정선석회암은 조직, 성분, 퇴적 구조, 퇴적 작용 등에 근거하여 얇은 엽층리석회암(Thin Laminites), 두꺼운 엽층리석회암(Thick Laminites), 석회각력암(Lime Breccias), 반 점 와 케 스톤 암 (Burrow Motlled Wackestone), 팩스톤/입자암(Packstone/Grainstone), 석회암-이회암 윤회암(Limestone-Marl Rhythmite), 셰일(Shale), 사암(Sandstone) 등의 암상으로 구분된다 (Table 1). 얇은 엽층리 석회암, 두꺼운 엽층리 석회암, 석회각력암은 조간대에서 조상대 환경, 반점암상은 탄산염 조간대나 조하대에서 퇴적된 것으로 해석된다. 팩스톤/입자암상은 탄산염 여울, 석회암-이회암 윤회암상은 깊은 탄산염 완사면 환경 그리고 셰일암상은 깊은 탄산염완사면 환경에서 퇴적된 것으로 해석된다. 사암은 바람에 의해 운반되어 탄산염 조상대에서 조하대의 환경에서 퇴적된 것으로 해석된다. 정선석회암의 암상과 환경의 수직적인 배열은 Fig. 5와 같다. Chung and Kang(1998)은 정선석회암은 초기에는 탄산염 완사면(Carbonate Ramp)에서 퇴적되었던 것으로 해석하였으며, 해수면의 상승과 더불어 정선석회암의 중부를 이루는 퇴적층들이 깊은 탄산염완사면 환경하에서 퇴적된 것으로 해석하고, 정선석회암의 퇴적 후기에는 테두리진 탄산염대륙붕(Carbonate Rimmed Shelf)으로 변화되어 탄산염 조상대 및 조하대 환경에서 퇴적된 것으로 해석하였다. 이러한 환경에서는 석고와 소금 같은 증발암 캐스트를 가지는 엽층리암상, 석회각력암상, 우이드나 펠로이드로 구성된 팩스톤/입자암상, 언덕사층리, 생물교란작용, 석회암편 등이 관찰된다. 조상대 퇴적층 내에 분포하는 산화철 층리를 포함하는 고토양층은 정선 석회암의 퇴적이 일어난 탄산염 대지가 해수면 변동으로 수 차례 대기하에 노출되면서 정선석회암이 퇴적되었음을 시사한다.

Ma	Period/Epoch	Geologic/Tectonic Events
50	Tertiary	Subaerial Exposure
100	Cretaceous	Bulgksa Disturbance
150	Jurassic	Daebo Disturbance (Orogeny)
200	Triassic	Songnim Disturbance
250	Permian	Deposition of Pyongan Supergroup
300	Pennsylvanian	
350	Mississippian	Orogeny (Uplift and Erosion)
400	Devonian	
450	Silurian	
490	Ordovician	Deposition of Hoedongri Fm.
		Subaerial Exposure
		Deposition of Haengmae Fm.
		Deposition of Chongson Ls.
		Deposition of Maggol Ls.
	Deposition of Tumugol Sh.	
	Deposition of Tongjom Qtzt.	

Fig. 4. Summary on geologic and tectonic events of the Chongson Limestone. Data of geologic and tectonic events are from Cheong (1988), Lee (1988), and Park (1982). Geologic time scale is from GSA (1999).

조건은 30 kV와 15 mA, X선은 CuK α ($\lambda=1.5418\text{\AA}$), 2θ 각은 방해석과 돌로마이트 구분을 위해 $20^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 로, 주사속도는 $2^{\circ} \sim 4^{\circ}/\text{min}$ 로 하여 분석하였다.

속성 작용의 암상

정선석회암의 속성 작용으로는 해수 속성 작용(marine diagenesis), 담수 속성 작용(meteoric diagenesis), 매몰 속성 작용(burial diagenesis), 돌로마

Table 1. Description of facies and depositional environments in the Chongson Limestone.

Facies	Description	Depositional Environments	References
Thin Laminites	Alternating laminae of mm thick gray and dark lime mudstone with evaporite casts. Desiccation cracks. Very finely to finely crystalline dolomites, some bioclasts, and silt-sized quartz grains.	Supratidal to intertidal	Demico and Hardie, 1994; Elrick, 1996; Holland and Patzkowsky, 1998
Thick Laminites	Alternating layers of mm to cm thick lime mudstone with wackestone to packstone. Planar to wavy layers with some desiccation cracks and evaporite casts.	Intertidal to shallow subtidal	Demico and Hardie, 1994
Lime Breccias	Pebble size clasts. Subangular to subrounded clasts. Occur in association with thin laminites.	Supratidal to intertidal	Demico and Hardie, 1994; Elrick, 1996; Knight et al., 1991
Burrow Mottled Wackestone	Bioturbated laminae or beds. Mottles are elliptical to irregular shape ranging size from 0.5 cm to 2 cm. Mottles are preferentially dolomitized.	Intertidal to Subtidal	Elrick et al., 1996; Holland and Patzkowsky, 1998; Srinivasan and Walker, 1993
Packstone/ Grainstone	Peloids, bioclasts and ooids with ripple mark, cross-lamination, and hummocky cross-stratification.	Oolitic Shoal	Halley et al., 1983
Limestone-Marl Rhythmites	Alternating laminae of mm thick lime mudstone with argillaceous limestone. Good horizontal continuity. Truncation surfaces, small scale cross-stratification and ripple marks.	Deep ramp (deep subtidal)	Einsele and Ricken, 1991; Elrick and Hinnov, 1996; Srinivasan and Walker, 1993; Tucker, 1991
Shale	Thinly bedded with internal lamination.	Deep ramp (deep subtidal)	Srinivasan and Walker, 1993
Sandstone	Fine to medium sand-size quartz grains. Moderate sorting and good roundness. Sharp boundaries with limestone bed. Interlocked quartz grains form low grade metamorphic rocks, i.e., metasandstone.	Supratidal to shallow subtidal	Osleger and Montanez, 1996; Goldhammer et al., 1993

이트화 작용, 규화 작용 등이 있다.

해수 속성 작용

정선석회암이 퇴적될 당시 해수환경에서 일어난 속성작용의 양상으로 해저 교결화 작용을 들 수 있다. 정선석회암에서 나타나는 해저 교결화 작용의 양상은 침상의 해저교결물로서 나타난다(Fig. 6A). 이 해저 교결물은 어란석 입자나 펠로이드 주위를 같은 두께로 둘러싼 형태의 등후 교결물(isopachous cements)로서 길이가 10~20 μ m인 침상의 교결물로 구성되어 있다.

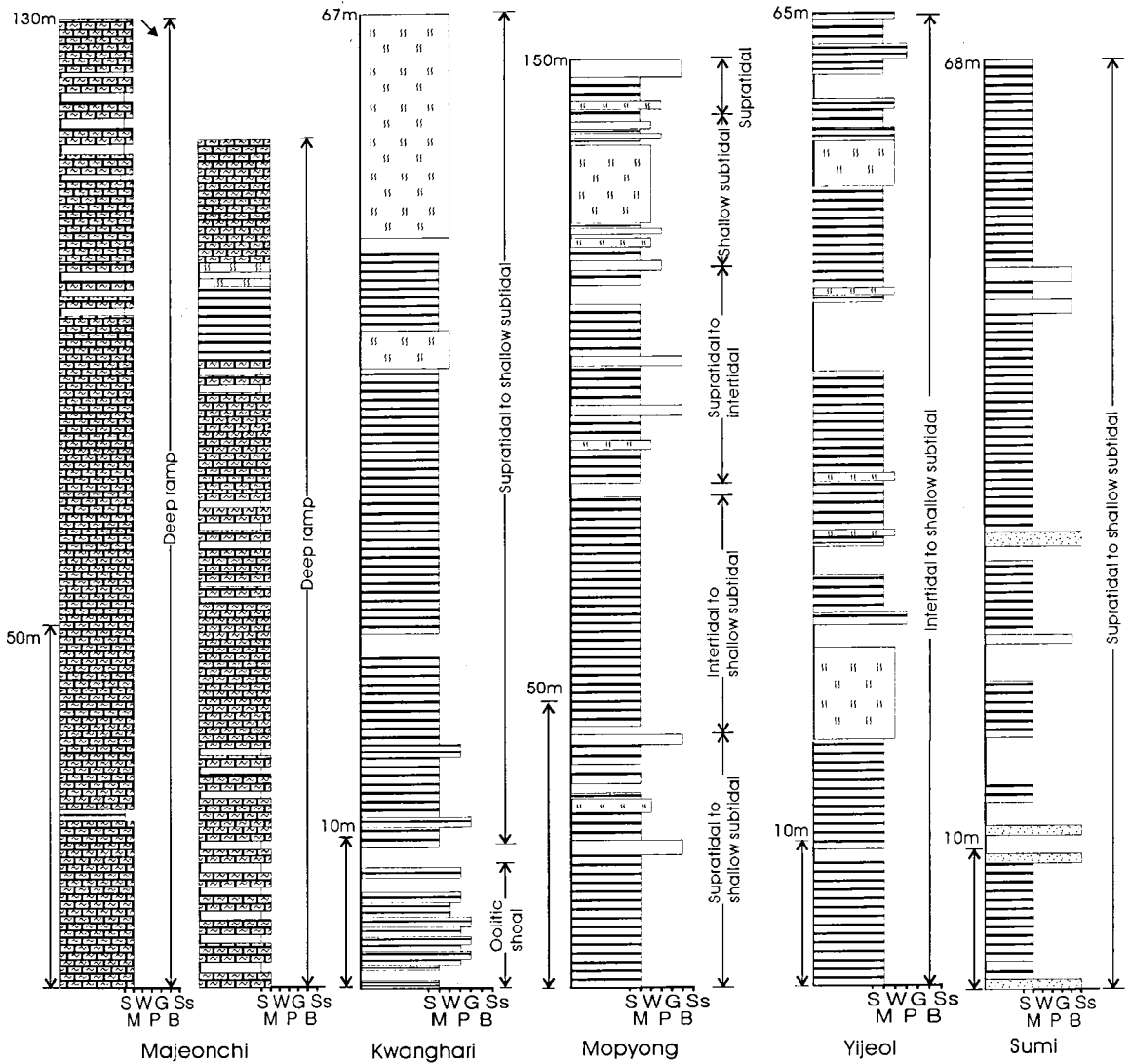
담수 속성 작용

담수 속성 작용을 지시하는 양상은 어란석 입자 주위를 둘러싸는 등경상의 등후 교결물(Fig. 6B), 재결정화된 마이크로스파 내지 스파 방해석(Fig. 6C), 방해석이 나 쳐이트로 충전된 증발암 캐스트(Fig. 6D) 등이 관찰

된다.

매물 속성 작용

압력 용해와 관련된 다져짐 작용의 양상은 마이크로스타일로라이트, 스타일로라이트, 용해썸(dissolution seam) 등으로 나타난다. 마이크로스타일로라이트는 입자 규모의 크기에서 관찰되는 압력 용해 양상으로 펠로이드 펙스톤이나 어란석에서 발견된다. 용해썸의 두께는 10 μ m 이하인 것들이 대부분이며, 평균적으로 약 30~100 μ m의 두께를 가지고, 연장성이 좋지 않고 구불구불하며, 진폭이 없는 형태로서 관찰되고, 열극을 절단하는 형태로 나타나기도 한다(Fig. 6E). 스타일로라이트는 미크라이트나 마이크로스파로 이루어진 기질 내에서 주로 관찰되며(Fig. 6F), 열극 내에서도 관찰된다. 스타일로라이트의 진폭은 대개 수십~수백 μ m 인데, 300~400 μ m가 평균 진폭이고, 최고 700 μ m 이상의 진폭을



LEGEND









-  Packstone to Grainstone
 -  Mottled Lime Mudstone to Wackestone
 -  Limestone-Marl Rhythmite
 -  Soil Cover
 -  Shale
 -  Laminite
 -  Lime Breccia
 -  Sandstone
- S W G S s
M P B

Fig. 5. Stratigraphic sections of the Chongson Limestone measured at various localities. Letters at the bottom of stratigraphic columns represent the followings: S, shale; M, mudstone; W, wackestone; P, packstone; G, grainstone; B, lime breccia; S, sandstone.

갖기도 한다. 마이크로스타일로라이트도 관찰되는데, 마이크로스파나 마이크로라이트 기질을 가로질러 존재하며, 때때로 열극이 스타일로라이트를 가로질러 나타나거나 그 반대로 나타나기도 한다. 매물교결물로서는 거정질 방해석 결정과 포이킬로토픽 조직을 갖는 방해석이 관찰된다. 거정질 방해석 결정은 현미경 하에서 조립질 자형 내지 반자형의 거대한 방해석 결정들이 서로 맞물려 있는 양상이나 다양한 크기의 조립질 자형 방해석으로 나타난다(Fig. 6G). 주로 수백 μm 이상의 크기를 갖는 방해석 결정으로, 가장 큰 것은 크기가 약 1.8mm인 것도 관찰된다. 매물 교결물은 열극 내에 침전된 양상이나 안장형 돌로마이트와 함께 나타나기도 하고, 거정질 방해석 결정 내에 직선형의 쌍정 엽리가 잘 발달되어 나타나기도 하는데, 이 쌍정 엽리는 처트르로 치환되어 나타난다. 정선석회암에서 관찰되는 포이킬로토픽 조직은 수백 μm 이상의 크기인 조립질 내지 거정질 방해석 결정 내에 약 30~50 μm 60~70 μm 정도의 작은 방해석 결정이나 석영, 또는 다른 광물의 결정들이 포함된 양상으로 관찰된다(Fig. 6H). 주로 자형 내지 반자형의 조립 내지 거정질 방해석 내에 반자형 내지 타형인 작은 방해석 결정들이 일정한 방향성 없이 무질서하게 분포한다.

돌로마이트화작용

돌로마이트는 현미경하에서 나타나는 돌로마이트의 조직적 특징과 산출양상에 따라 다음과 같은 네가지로 유형으로 구분된다.

모자이크 돌로마이트(Mosaic dolomite): 현미경하에서 나타나는 모자이크 돌로마이트는 주로 극세립의 결정 내지 세립 결정으로 되어 있고(Fig. 7A) 일부는 조립의 결정으로 되어 있다. 극세립의 돌로마이트는 개방니콜 하에서 갈색으로 어둡게 나타나며 야외 관찰시 조상대 퇴적층에서 산출된다. 이들 돌로마이트는 43에서 50 mole % MgCO_3 의 함유를 보이며(Table 2), X선 회절 분석결과 돌로마이트 피크를 보여 주었다.

산재된 돌로마이트(Disseminated dolomite): 정선석회암에서 나타나는 돌로마이트의 양상 중에서 가장 많이 관찰되는 돌로마이트 형태로, 스파나 마이크로스파 등의 교결물 내에 산재된 형태로서 흔히 관찰된다. 형태는 자형이나 반자형, 타형 등 다양한 형태이며, 결정

의 크기도 세립질 부터 조립질까지 다양하게 나타난다(Fig. 7B). 형태와 크기는 90~110 μm 크기의 타형 돌로마이트가 마이크로스파 교결물 위에 산재되어 분포하거나, 180~220 μm 크기 자형이나 반자형 돌로마이트가 세립질 스파나 마이크로스파 교결물 위에 산재된 형태로 관찰되며, 조립질 자형 돌로마이트도 관찰된다. 또한, 용해섬을 가로질러 돌로마이트가 나타나기도 하고, 용해섬이 돌로마이트를 가로질러 나타나기도 하는데, 대부분 돌로마이트를 가로지르는 용해섬이나 스타일로라이트가 많이 관찰된다.

패치상 돌로마이트(Patchy dolomite): 패치상의 돌로마이트는 재결정화된 마이크로스파나 스파로 이루어진 교결물에서 돌로마이트가 패치 모양으로 나타나는 것으로서(Fig. 7C). 패치는 등갈거나 타원형태로 관찰되며, 주로 반점암상에서 많이 관찰된다. 반점암상에서 반점을 이루고 있는 부분이 패치상의 돌로마이트로 이루어져 있는데, 패치의 크기는 장경 수백 μm 내지 약 2mm 크기이다. 패치의 내부를 구성하는 것은 대부분 타형의 돌로마이트나 반자형의 돌로마이트이며, 패치와 교결물과의 경계부분에 용해섬이 15~30 μm 의 두께로 집중되어 있고, 패치의 내부에도 10 μm 이하의 두께를 가지는 용해섬이 돌로마이트와 함께 관찰된다.

안장형 돌로마이트(Saddle dolomite): 안장형 돌로마이트는 마이크로스파나 스파 교결물과 함께 관찰되거나, 열극을 채운 형태로서 관찰되며(Fig. 7D), 형태가 뚜렷하게 구별되지 않고 대부분 타형으로서, 조립질이나 거정질로 나타나며, 강한 파동 소광을 보이는 것이 특징이다. 안장형 돌로마이트는 때때로 벽개가 흰 형태로도 관찰이 된다.

규화 작용

정선석회암에서 관찰되는 규화 작용의 양상은 방해석 교결물을 부분적으로 석영이 치환한 형태로 나타나거나(Fig. 8), 거정질 방해석 내의 쌍정을 처트가 치환한 형태로 나타난다. 처트는 주로 마이크로스파나 스파 교결물을 부분적으로 치환하여 산출되며 열극 내에서 열극내부에 침전된 스파와 함께 열극을 채우는 형태로 관찰된다. 또한 석회암 엽층리나 층리가 이질층과 교호하는 암상에서 이질층에 처트가 분포한다.

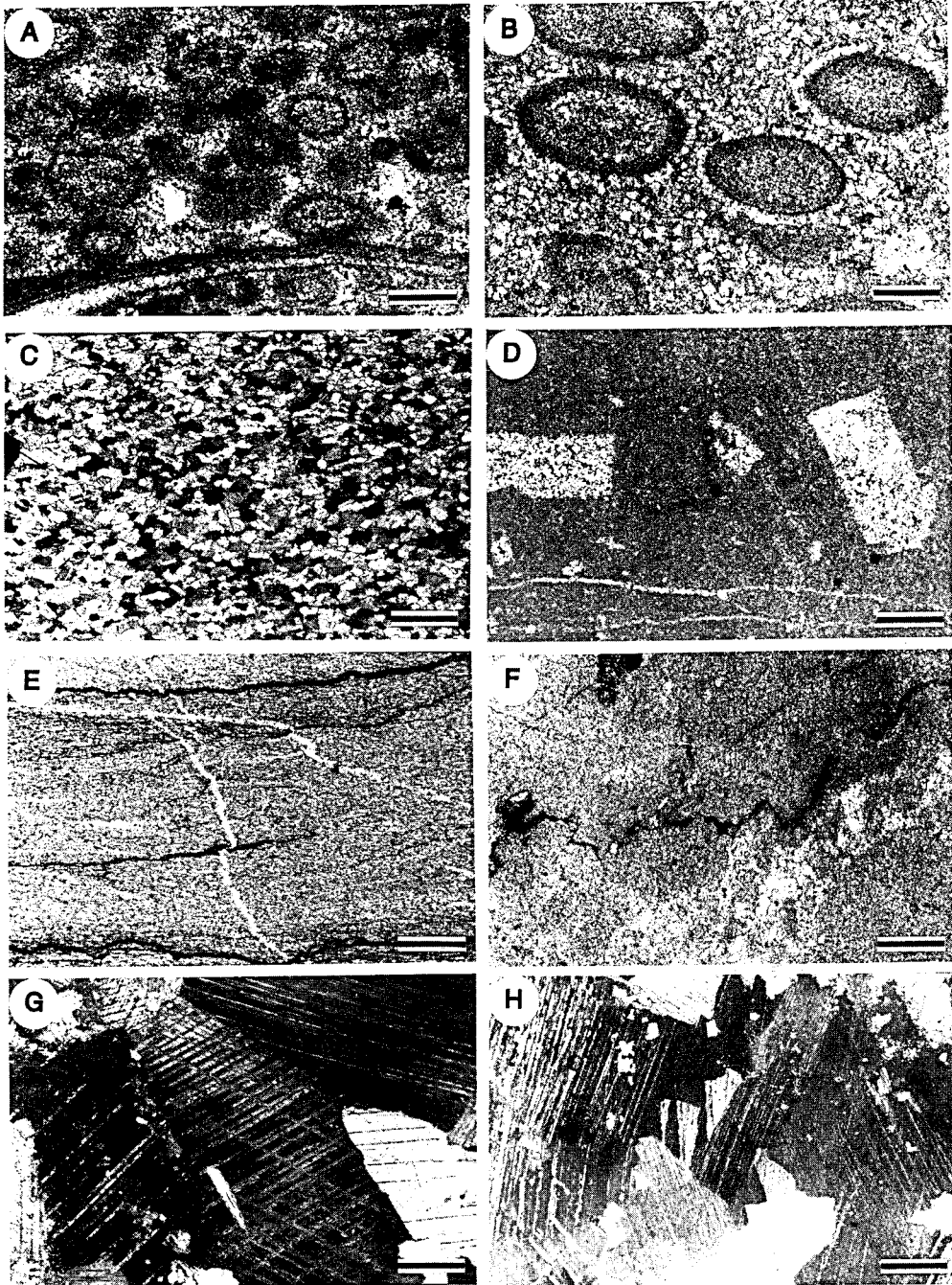


Fig. 6. Photomicrographs of diagenetic features in the Chongson Limestone. A, Fibrous isopachous marine cements surrounding peloids and ooids, Scale bar is 400 μ m. In cross-polarized light, B, Isopachous meteoric phreatic cements surrounding ooid grains, Scale bar is 400 μ m. In cross-polarized light, C, Recrystallized calcite cements; recrystallization might have occurred both in meteoric and burial environments, Scale bar is 400 μ m. In cross-polarized light, D, Evaporite casts replaced by chert and microsparry calcite, Scale bar is 400 μ m. In cross-polarized light, E, Solution seams characterized by low amplitude postdating fractures, Scale bar is 400 μ m. In cross-polarized light, F, Stylolite with amplitude of a few hundreds of microns, Scale bar is 400 μ m. In cross-polarized light, G, Very coarsely crystalline calcite with twin lamellae, Scale bar is 400 μ m. In cross-polarized light, H, Poikilotopic cements indicative of burial origin shows blocky calcite enclosing fine crystals of calcite, Scale bar is 400 μ m. In cross-polarized light.

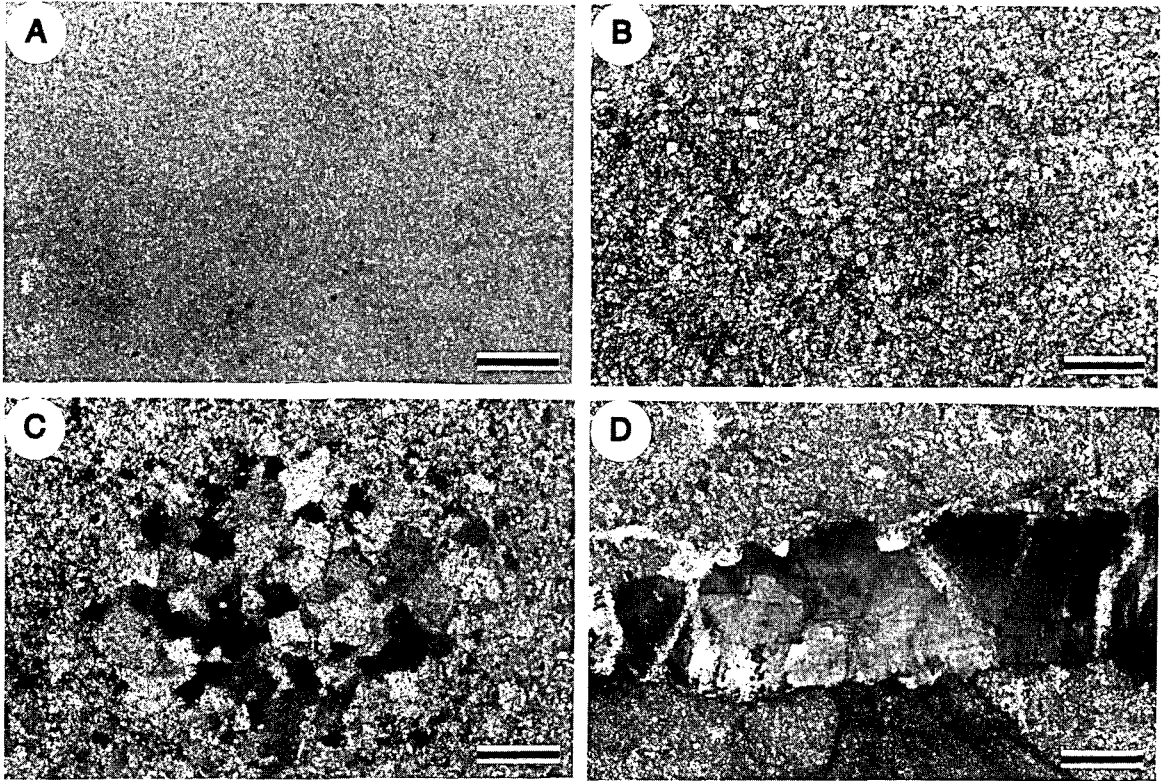


Fig. 7. Photomicrographs of dolomites in the Chongson Limestone. A, Very finely crystalline mosaic dolomite. Scale bar is 400µm. In cross-polarized light, B, Disseminated dolomite showing finely crystalline subhedral to euhedral rhombs, Scale bar is 400µm. In cross-polarized light, C, Patchy dolomite composed of medium-crystalline anhedral to subhedral mosaic dolomite. Scale bar is 400µm. In cross-polarized light, D, Saddle dolomites in fracture with strong wavy extinction. Scale bar is 400µm, In cross-polarized light.

지화학 분석 결과

정선석회암의 속성 작용이 일어난 환경의 특징을 파악하기 위해 지화학 분석을 실시한 결과는 Table 2와 같다. 돌로마이트가 분포하지 않는 석회암은 결정의 크기에 따라 극세립의 방해석부터 극조립의 방해석까지 다양한 조직적 경향을 보인다. 이들 조직에 따른 지화학 분석의 평균치를 보면 극세립 및 세립질 방해석은 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 -10.9% PDB, $\delta^{13}\text{C}$ 값은 -0.7% PDB이며, Sr 함량은 444ppm, Fe는 6867ppm 그리고 Mn 함량은 232ppm이다. 조립질의 방해석의 지화학적 평균치는 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 -10.1% PDB, $\delta^{13}\text{C}$ 값은 -1.3% PDB이며, Sr 함량은 385ppm, Fe는 4091ppm 그리고 Mn 함량은 160ppm을 보인다. 포이킬로토픽 조직을 보이는 극조립질 방해석 교결물은 평균적으로 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 -10.4% PDB, $\delta^{13}\text{C}$ 값은 -1.0% PDB이며, Sr 함량은 504ppm,

Fe는 3643ppm 그리고 Mn 함량은 152ppm을 보인다. 극세립 및 세립질모자이크 돌로마이트는 평균적으로 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 -8.2% PDB, $\delta^{13}\text{C}$ 값은 -1.9% PDB이며, Sr 함량은 213ppm, Fe는 3654ppm 그리고 Mn 함량은 114ppm을 보인다.

석회암내에 돌로마이트가 부분적으로 분포하는 돌로마이트질 석회암은 돌로마이트와 방해석 결정의 혼합 정도와 결정의 크기에 따라 지화학 값이 변한다. 극세립 및 세립질 돌로마이트질 석회암은 평균적으로 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 -11.3% PDB, $\delta^{13}\text{C}$ 값은 -1.8% PDB이며, Sr 함량은 461ppm, Fe는 4818ppm 그리고 Mn 함량은 116ppm이다. 조립질 돌로마이트질 석회암은 평균적으로 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 -10.0% PDB, $\delta^{13}\text{C}$ 값은 -1.2% PDB이며, Sr 함량은 252ppm, Fe는 6556ppm 그리고 Mn 함량은 166ppm이다. 돌로마이트질 석회암의 MgCO_3 의 함량은 14.3%에서 42.4%까지 분포한다(Table 2).

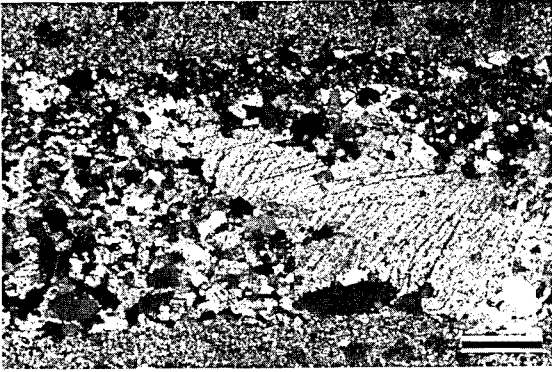


Fig. 8. Photomicrographs of quartz which replaced microsparry to sparry calcite cements. Scale bar is 400 μ m. In cross-polarized light.

토 의

속성역사

정선석회암의 속성역사는 정선석회암에서 관찰되는 암석기재학적 양상, 현미경적 특징과 그들의 절단관계, 그리고 이들과 관련된 정선지역의 지구조적인 역사를 고려하여 설명할 수 있다(Fig. 9). 정선석회암은 오르도비스기 후기에 해수 환경 하에서 퇴적될 당시 해수속성 작용을 받았다. 해저 교결 작용의 양상은 어란석 입자나 펠로이드 입자 주위에 침전된 등후 교결물로나타나는데(Fig. 6A), 이는 어란석 여울에서 해수가 활발히 이동하면서 해저 교결물 침전에 필요한 CaCO_3 를 공급하여 형성된 것으로 해석된다.

정선석회암은 퇴적되는 동안 해수면의 하강으로 여러 번 대기 환경에 노출된 것으로 해석된다. 정선석회암에는 퇴적될 당시 주기적으로 해수면이 하강했음을 지시하는 조상대 퇴적층내의 고토양층이 발견된다. 고토양층은 석회암내에 분포하며 연장성이 비교적 양호한 1 내지 2cm 두께의 점토질 및 산화철층으로 산출된다. 이는 정선석회암이 퇴적될 당시 몇 만년 단위의 해수면 변화와 관계가 있을 것으로 보이며(Lehrmann and Goldhammer, 1999), 이런 해수면 하강으로 정선석회암은 퇴적당시 담수 속성 환경에 노출된 것으로 해석된다. 이런 담수 속성 환경에서 등후 담수 포화대 교결물(isopachous freshwater phreatic cement)(Fig. 6B)의 침전, 미정질의 방해석 결정들이 재결정(Fig. 6C)되어 크기가 커진 재결정화작용, 그리고 증발광물의 용해 및

석고흔(gypsum cast)과 소금흔(halite cast)(Fig. 6D)의 형성이 있었던 것으로 해석된다. 이들 증발 광물들의 형태는 그대로 보존되었으나 방해석으로 치환된 것으로 보아 퇴적직후 준동시적으로 치환된 것으로 해석된다. 정선석회암은 또한 행매층이 퇴적되고 다시 실루리아기의 회동리층이 퇴적되기 전에 있었던 결층의 시기와 회동리층이 퇴적되고 나서 평안 누층군의 퇴적이 일어난 석탄기 후기사이의 기간인 데본기와 석탄기 전기 동안에 있었던 지각 변동기에 담수 속성 환경에 노출된 것으로 보인다(Figs. 3 and 4). 정선석회암이 담수환경에 노출된 또 다른 시기는 지각변동이 있었던 중생대와 신생대 동안 대기로 노출되었던 동안이라고 생각된다. 정선석회암이 이런 여러 시기에 걸쳐 담수환경에 노출되어 방해석의 재결정이 일어난 것으로 해석된다(Fig. 9).

정선석회암은 몇 번에 걸쳐 매물환경에서 속성작용을 받은 것으로 해석된다. 초기의 매물 사건은 행매층과 회동리층이 정선석회암의 상부에 퇴적되면서 있었다. 행매층은 두께가 50에서 200m 이며 회동리층은 약 200m인 점을 감안하면 이 두 층에 의해서 매물된 정선석회암의 매물심도는 정선석회암의 상부에서는 400m 이내일 것으로 추정된다. 이러한 매물심도는 비교적 얇은 매물심도에 해당되는 것으로 판단된다. 탄산염 퇴적물이 퇴적된 이후 얇은 매물환경에서 재결정되어 마이크로라이트가 마이크로스파나 스파로 되어 미교결 퇴적물이 암석화 된 것으로 보인다. 이들 재결정화된 결정들이 마이크로스타일로라이트나 용해섬에 의해 절단된 양상을 보이는데, 이는 정선석회암이 얇은 매물 환경에서 속성작용을 받았음을 시사한다.

한편 정선지역에서 평안누층군은 그 두께가 약 3.3 km에 달하는데, 이러한 두께의 퇴적층이 정선석회암의 상부에 퇴적되어 정선석회암의 속성 환경은 심부 매물 환경으로 된 것으로 해석된다(Figs. 3 and 4). 심부 매물 환경에서는 과포화된 CaCO_3 성분이 느리고 서서히 침전되면서 거정질의 방해석 결정이 성장되며, 시멘트는 일반적으로 투명하고 결정의 크기가 비교적 커다란 방해석 결정으로 형성된다(Choquette and James, 1990; Tucker, 1990). 포이킬로토픽 조직을 보이는 방해석 결정은 지하 깊은 매물 환경 하에서 CaCO_3 의 과포화 정도가 비교적 높지 않은 상태에서 결정의 성장이 서서히 진행되어 형성된 매물교결물로서 거정질의 시멘트 결정 내에 또 다른 결정이나 입자가 포함되어 형성된 것

Table 2. Geochemical data of the Chongson Limestone.

Sample No	Texture	Description	Mineralogy	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	Sr (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	CaCO ₃ (mol %)	MgCO ₃ (mol %)
9581808-II	VFC	Recrystallized Ls	Cal	-11.8	-1.0	251	6750	176	92.9	4.9
9581405	FC	Recrystallized Ls	Cal	-11.4	-1.0	300	8560	316	94.1	3.7
9743007	FC	Recrystallized Ls	Cal	-9.5	-0.2	780	5290	204	95.1	3.7
		Average		-10.9	-0.7	444	6867	232	94.0	4.1
9650210	CC	Recrystallized Ls	Cal	-9.4	-0.9	336	4270	137	96.8	2.3
9650216	CC	Recrystallized Ls	Cal	-8.9	-0.5	430	4870	282	97.8	1.2
9650323	CC	Recrystallized Ls	Cal	-9.6	-0.5	322	5890	182	94.7	4.1
9550308	CC	Recrystallized Ls	Cal	-9.4	-0.6	443	4390	168	97.2	1.9
9622406	CC	Recrystallized Ls	Cal	-13.1	-1.3	404	1030	86	95.5	4.2
9650314	CC	Recrystallized Ls	Cal	-10.0	-0.8	404	10800	368	93.2	4.6
9652509	CC	Recrystallized Ls	Cal	-11.8	-1.3	528	2260	68	98.4	1.2
9652511	CC	Recrystallized Ls	Cal	-8.7	-1.3	255	1210	55	98.9	0.1
9652611	CC	Recrystallized Ls	Cal	-10.2	-4.2	340	2100	98	98.8	0.7
		Average		-10.1	-1.3	385	4091	160	96.8	2.2
9543010	VCC	Burial Cements	Cal	-13.0	-2.4	770	185	45	98.4	1.5
9650118	VCC	Burial Cements	Cal	-9.4	-0.7	352	3830	186	98.0	1.3
9581808-I	VCC	Burial Cements	Cal	-10.8	-1.0	502	5050	210	97.9	1.1
9650201	VCC	Burial Cements	Cal	-9.4	-0.3	443	5450	153	96.5	2.4
9650224	VCC	Burial Cements	Cal	-9.4	-0.4	454	3700	167	97.5	1.7
		Average		-10.4	-1.0	504	3643	152	97.6	1.6
9622411	VFC	Dolostone	Dol	-10.7	-2.4	170	4530	118	52.0	47.0
9652403	VFC	Dolostone	Dol	-8.6	0.0	166	7140	96	52.4	46.3
9652606	VFC	Dolostone	Dol	-8.2	-3.4	130	390	114	51.2	48.7
9672303	VFC	Dolostone	Dol	-9.5	-2.5	292	3550	120	55.3	44.0
9743014	VFC	Dolostone	Dol	-7.0	-0.1	589	18300	276	53.8	42.9
9581802	VFC	Dolostone	Dol	-8.6	-3.7	166	610	167	49.3	50.5
9622413	VFC	Dolostone	Dol	-10.3	-3.2	423	2510	110	52.7	46.7
9622416	VFC	Dolostone	Dol	-7.2	-0.7	246	3010	117	52.4	47.0
9652404	VFC	Dolostone	Dol	-8.3	-0.3	386	6340	121	52.5	46.2
9652502	VFC	Dolostone	Dol	-7.6	-1.0	268	3280	91	55.1	44.1
9651004-II	VFC	Dolostone	Dol	-6.4	-0.2	104	2400	107	50.9	48.6
9650902	VFC	Dolostone	Dol	-6.3	-1.1	80	1860	94	50.1	49.5
9650904	VFC	Dolostone	Dol	-7.2	-1.0	78	1550	100	55.6	44.1
9543015	FC	Dolostone	Dol	-7.7	-1.7	139	1320	97	52.6	47.1
9543021	FC	Dolostone	Dol	-8.9	-2.6	139	4290	69	50.2	49.0
9543022	FC	Dolostone	Dol	-7.7	-3.4	155	724	87	50.4	49.5
9543026	FC	Dolostone	Dol	-9.4	-4.8	173	1090	70	50.2	49.6
9652608	FC	Dolostone	Dol	-7.7	-1.4	133	2870	94	51.2	48.3
		Average		-8.2	-1.9	213	3654	114	52.1	47.2
9550123	CC	Dolostone	Dol	-8.8	-0.6	89	4150	95	50.6	48.6
9743008	VFC	Dolomitic Ls	Dol & Cal	-12.3	-2.9	601	3490	110	67.3	31.8
9543002	FC	Dolomitic Ls	Dol & Cal	-9.9	-1.5	260	1590	53	74.6	25.1
9550317	FC	Dolomitic Ls	Dol & Cal	-9.8	-1.0	788	13600	222	54.9	42.4
9550405	FC	Dolomitic Ls	Dol & Cal	-14.1	-2.0	353	2590	90	76.6	22.9
9652411	FC	Dolomitic Ls	Dol & Cal	-10.4	-1.7	303	2820	103	64.7	34.8
		Average		-11.3	-1.8	461	4818	116	67.6	31.4
9550132	CC	Dolomitic Ls	Dol & Cal	-10.0	-0.8	240	11800	235	78.7	18.7
9750105	CC	Dolomitic Ls	Dol & Cal	-7.7	-0.6	222	6320	164	64.5	34.3
9672302	CC	Dolomitic Ls	Dol & Cal	-10.3	-1.8	340	2510	93	60.8	38.7
9650217	CC	Dolomitic Ls	Dol & Cal	-11.2	-0.5	327	10500	213	83.3	14.3
9651004-I	CC	Dolomitic Ls	Dol & Cal	-10.6	-2.2	132	1650	123	73.0	26.7
		Average		-10.0	-1.2	252	6556	166	72.0	26.5

VFC: Very Finely Crystalline (0.004–0.016 mm), FC: Finely Crystalline (0.016–0.062 mm), CC: Coarsely Crystalline (0.25–1 mm), VCC: Very Coarsely Crystalline (1–4 mm), Ls: Limestone, Cal: Calcite, Dol: Dolomite

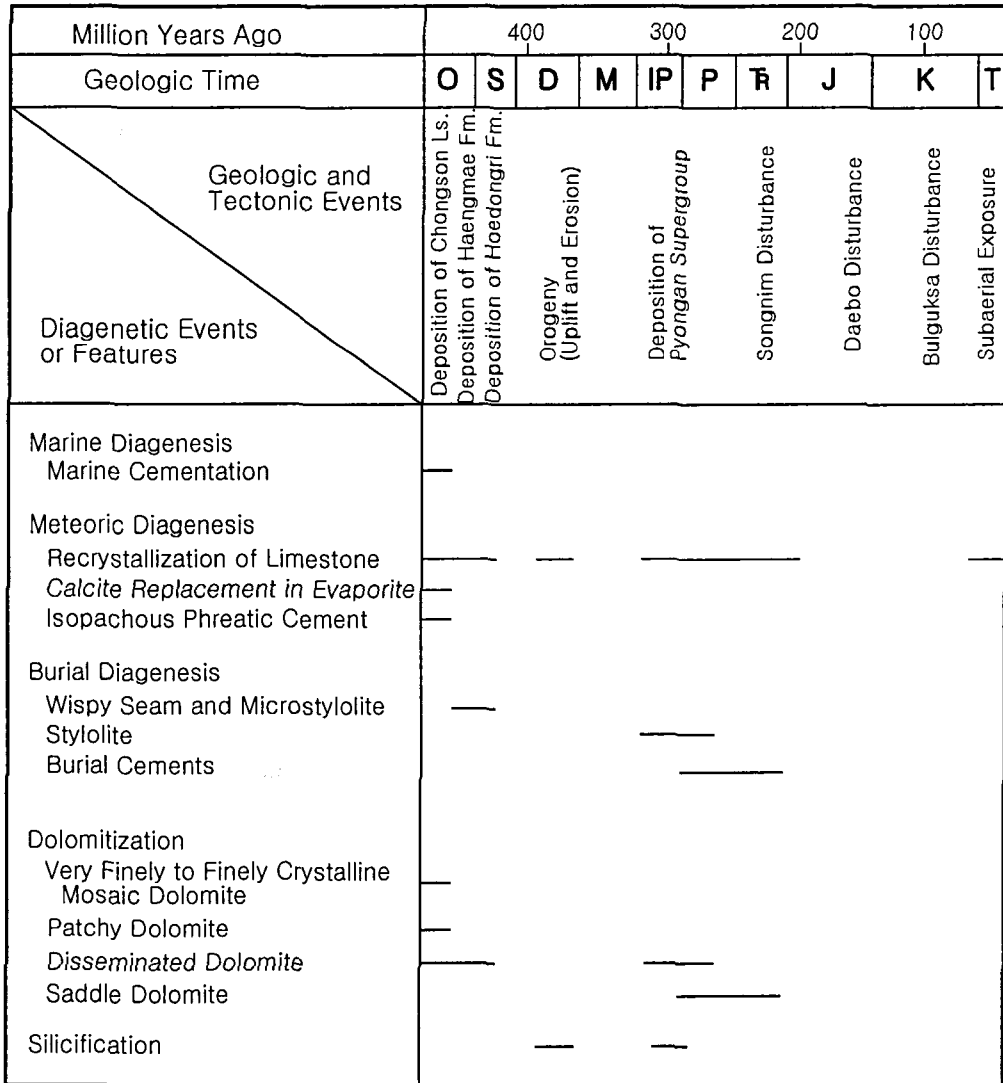


Fig. 9. Suggestive timing of diagenetic events of the Chongson Limestone.

으로 보인다(Heydari and Moore, 1993; Tucker, 1990).

정선석회암에서 산출되는 돌로마이트는 모자이크 돌로마이트, 산재된 돌로마이트, 패치상 돌로마이트, 안장형 돌로마이트로 구분될 수 있다. 모자이크 돌로마이트는 주로 극세립 및 세립질의 돌로마이트이다. 세립질의 돌로마이트는 조상대 퇴적층을 지시하는 증발암 캐스트와 평행 엽층리 암상에 분포한다. 이는 조상대 퇴적층이 퇴적될 당시 증발로 인해 돌로마이트화가 진행된 것으로 해석된다. 사브카 환경에서 증발로 인해 탄산염 퇴적물이 돌로마이트로 되는 작용에는 두가지를 들 수 있다. 폭풍으로 인해 조상대 퇴적물위로 넘쳐 올라오게

된 해수가 탄산염 퇴적물 아래로 스며들어 탄산염 퇴적물이 돌로마이트화 되거나, 석호환경에서 증발로 인해 무거워진 해수가 아래의 탄산염 퇴적물로 스며들어 돌로마이트화가 된다(Land, 1985).

패치상의 돌로마이트는 중립 내지 조립의 돌로마이트 결정들로 구성되어있다. 생물교란 작용에 의해 형성된 반점을 형성하는 퇴적물은 주로 생물기원의 펠렛으로 구성되고 따라서 주위의 석회 이토보다 공극수의 이동이 활발하여 공극수로부터 Mg^{2+} 이온이 공급되어 반점 부분이 돌로마이트화 된 것으로 해석된다. 또한 유기물의 함량이 높은 탄소가 산화되면서 돌로마이트가

형성되기도 하는데(Mozley and Burns, 1993), 반점 내에는 유기물의 함량이 높으므로, 반점 내부의 유기물이 산화되면서 돌로마이트화 되었을 것으로 생각된다. 이러한 패치상 돌로마이트는 공극수의 순환이 좋고 공극수 내에 Mg^{2+} 의 함량이 비교적 높은 초기에 형성되었을 것으로 해석된다. 안장형 돌로마이트는 지하 깊은 매몰 환경 하에서 형성되어 졌다고 해석된다(Radke and Mathis, 1980). 매몰에 의한 온도의 증가로 열수로부터 Mg^{2+} 이온이 공급되어 형성되는 안장형 돌로마이트는 주로 거정질 방해석 결정들과 함께 산출되기도 한다(Braithwaite and Rizzi, 1997), 정선석회암은 고생대 말 두꺼운 평안계 지층이 그 위에 퇴적됨에 따라 그리고 중생대 초기에 지구조적인 변형이 일어나는 동안에 열의 영향을 받았을 것으로 추측되며, 상부 지층인 평안계 지층의 퇴적에 의한 하중으로 온도가 상승되면서 이와 같은 안장형 돌로마이트가 형성되었다고 생각된다.

또한 정선석회암에서는 다져짐 작용에 의해 형성된 스타일로라이트가 서로 교차하는 양상이 관찰된다. 이는 지구조적 변형에 의해 정선석회암이 압력을 받아 형성된 것으로 해석된다. 장보안과 강성승(1998)은 정선석회암에서 쌍정이 발달한 결정질 방해석에서 서로 교차하는 두 압축응력의 방향성을 보고하고 E-W 방향의 압축응력은 실루리아기에서 트라이아스기나 송림변동 이전까지의 고응력장을, NW-SE 방향의 응력장은 주라기의 대보조산운동의 고응력장을 반영하는 것으로 해석하였다. 한편 정선석회암의 하부에서 나타나는 사암이 규암으로 변성된 점은 일부 정선석회암이 심부 매몰 환경보다 더 깊은 저변성의 영역에까지 매몰된 것으로 보인다.

규화 작용은 다양한 시기에 걸쳐 형성된 것으로 해석된다. 이질 석회암내에 함유되어 있는 점토광물이 압력 용해나 변질이 일어날 때 규산이 유래되는 경우가 있다(Carozzi, 1993). 이때 방해석이 부분적으로 석영으로 치환되어 형성된 것으로 해석된다. 즉, 계속되는 퇴적물의 퇴적에 의한 하중으로 다져짐 작용이 일어남에 따라 점토물질이 변화되고, 여기서 유래된 규산 성분이 기존의 방해석 교결물을 치환하거나 다른 탄산염 물질을 치환 또는 공극을 충전함으로써 규산 광물이 형성된 것으로 해석된다. 거정질 석영은 정선석회암이 매몰 속성 작용을 받는 동안 규산 성분의 광물들이 재결정 작용을 일으켜 거정질 석영을 형성시킨 것으로 해석된다

(Malone et al, 1996).

지화학 성분

정선석회암의 속성환경의 특징은 지화학 성분을 통해 어느 정도 파악할 수 있다. 정선석회암의 세립 및 조립질 방해석의 $\delta^{18}O$ 값은 평균적으로 -10.9 에서 -10.1% PDB이며, $\delta^{13}C$ 값은 -0.7 에서 -1.3% PDB를 보인다(Table 2 및 Fig. 10a). 정선석회암의 세립 및 조립질 방해석의 이러한 $\delta^{18}O$ 값은 해수와 평형을 이룬 상태에서 형성된 방해석, 예를 들면 현생의 해저 교결물의 $\delta^{18}O$ 값(-0.5 에서 $+3\%$)(Tucker, 1990)에 비해 상당히 낮다. 탄산염암은 해수면의 하강시 담수속성환경에 노출되고 이런 담수속성환경에서 일반적으로 재결정작용이 일어나며 그 과정에서 $\delta^{18}O$ 값은 담수의 영향으로 낮게 나타난다. 정선석회암이 퇴적되고 나서 담수환경에 노출되었을 때 $\delta^{18}O$ 값이 낮아졌을 것으로 생각된다. 한편 이들 방해석의 Sr 함량은 평균적으로 세립질의 경우 444ppm, 조립질의 경우 385ppm을 보이지만, 해수와 평형을 이룬 상태에서 침전된 해방해석의 Sr 함량 1000ppm(Veizer, 1983)에 비해 낮게 나타난다. 이런 Sr 값의 분포는 방해석이 담수환경에 노출되어 재결정되면서 Sr이 석회암으로부터 빠져나간 것으로 해석된다. Fe 함량은 세립질 방해석에서 6867ppm, 조립질 방해석에서 4091ppm, Mn 함량은 세립질 방해석에서 232ppm, 조립질 방해석에서 160ppm을 보인다. 이런 Fe와 Mn 함량은 해수와 평형을 이룬 상태에서 침전된 방해석의 Fe 함량(2-39ppm)과 Mn 함량(1ppm)에 비해 높은 값을 보여준다. 이러한 미량원소 값은 정선석회암이 담수환경과 매몰환경에서 속성작용을 받았기 때문으로 해석된다. 석회암이 담수환경에 노출되었을 때는 그 담수 공극수의 Sr 함량이 낮은 반면, 이 담수가 흔히 Fe나 Mn 함량이 높은 결정질 암석이나 토양을 통과해서 석회암과 접하기 때문에 이 공극수의 Fe와 Mn 함량은 높다. 따라서 해양환경에서 침전된 방해석이 담수환경에 노출되면 Sr 값은 낮아지고 Fe와 Mn 값은 높아진다. 또한 석회암이 매몰 환경에서 속성작용을 받으면 이미 담수환경에 노출되어 Sr이 석회암으로부터 빠져나간 후에 매몰되기 때문에 매몰 환경에서 침전된 교결물의 Sr 함량은 그렇게 높지 않고, 지하의 환원 상태의 공극수에 Fe와 Mn이 용해되기 때문에 이런 공극수

로부터 침전된 방해석 교결물의 Fe와 Mn 함량은 높다고 할 수 있다. 한편 석회암이 담수와 매물 환경을 거치면서 속성작용이 일어나면 재결정되면서 결정의 크기는 증가한다(Choquette and James, 1990; James and Choquette, 1990). 그런데, 정선석회암에서는 결정의 크기와는 관계없이 재결정된 방해석의 Sr 값은 매물교결물보다 낮고, 재결정된 방해석의 Fe와 Mn 값은 매물교결물보다 높다(Table 2). 이런 지화학적 경향은 두가지 사실을 뒷받침하고 있다. 첫째는 세립 및 조립질 방해석으로 구성된 석회암이 담수환경에서 속성작용을 받는 동안 Sr값은 석회암으로부터 빠져나가 그 값이 낮아지고 Fe와 Mn값은 높아졌다. 이 석회암이 담수환경에서 재결정된 후 매물환경에서 다시 재결정되면서 매물환경의 공극수의 영향을 받은 것을 시사한다. 둘째는 매물환경에서 재결정작용이 비교적 낮은 물/암석 비의 환경에서 일어나 공극수보다는 암석의 영향을 많이 받아 Sr함량이 높고 Fe와 Mn 함량이 낮은 것으로 보인다.

오르도비스기에 형성된 탄산염암은 지질시대 동안 변질되었기 때문에 오르도비스기 당시에 형성되어 변질되지 않은 돌로마이트의 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 알기는 쉽지 않다. 그러나 Holocene 탄산염암에서 방해석과 돌로마이트의 $\delta^{18}\text{O}$ 값의 차이를 알고 오르도비스기의 변질이 안된 방해석의 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 안다면 오르도비스기 돌로마이트의 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 유추할 수 있다. Land(1992)는 Jamaica, Baffin Bay 그리고 Florida에서 형성된 현생 돌로마이트(Holocene dolomites)의 $\delta^{18}\text{O}$ 값은 +2.0에서 +4.8 % PDB를 보이며 돌로마이트로 치환되기 전의 방해석으로 구성된 탄산염 퇴적물의 $\delta^{18}\text{O}$ 값은 평균적으로 4.2 % PDB 적다고 제시하고 있다. 한편 오르도비스기 중기의 가장 변질이 안된 탄산염암이나 해저 방해석 교결물은 -6.6에서 -4 % PDB를 보인다(Allan and Wiggins, 1993; Lohmann and Walker, 1989; Popp et al., 1986). 따라서 오르도비스기 중기의 방해석으로 구성된 탄산염 퇴적물의 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 오르도비스기 중기의 가장 변질이 안된 탄산염암이나 해저 방해석 교결물의 $\delta^{18}\text{O}$ 값과 같다고 가정하고, 현생 탄산염퇴적물에서 방해석의 $\delta^{18}\text{O}$ 값과 그 방해석이 치환되어 형성된 돌로마이트의 $\delta^{18}\text{O}$ 값의 차이 4.2% PDB를 오르도비스기 돌로마이트에 적용해 볼 수 있다. 따라서 변질이 안된 오르도비스기 돌로마이트(초기 돌로마이트)의 $\delta^{18}\text{O}$ 값은 -2.4에서 +0.2 % PDB에 해당된다고 해석할 수 있다. 오르도비

스기 정선석회암에서 형성된 돌로마이트가 변질이 안되었을 경우 초기 돌로마이트의 안정 산소 및 탄소 동위원소 값과 크게 차이가 나지 않을 것으로 생각되나 (-2.4에서 +0.2% PDB), 정선석회암의 극세립 및 세립질 돌로마이트는 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 -8.2% PDB를 보인다. 이런 낮은 안정 동위원소 값은 돌로마이트가 형성된 이후 변질 되었음을 시사한다. 돌로마이트의 변질은 담수 환경과 매물 환경을 생각할 수 있는데, 담수 환경에서 변질되어 재결정되었다면 돌로마이트 결정들이 비교적 조립질인 돌로마이트로 존재할 것으로 예상된다. 그런데 정선석회암의 극세립 및 세립질 돌로마이트는 그 조직이 극세립 및 세립질인 점으로 보아 담수속성환경에서 재결정된 것으로 보기는 어렵다. 대신 정선석회암의 극세립 및 세립질 돌로마이트는 매물환경에서 속성작용을 받은 것으로 해석된다. Land(1985)는 매물환경에서 온도가 높기 때문에 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 음의 방향으로 이동하여 결손이 일어남을 보고하였다.

한편 해수와 평형을 이룬 상태에서 형성된 돌로마이트의 Sr값은 470에서 550ppm, Fe값은 3에서 50ppm, 그리고 Mn 값은 1ppm으로 보고 되었는데(Veizer, 1983), 정선석회암의 미크라이트질 돌로마이트는 Sr값(213ppm)은 비교적 낮게 그리고 Fe(3654ppm)와 Mn(114ppm)값은 비교적 높게 나타난다. 이런 지화학적 값들은 정선석회암의 극세립 및 세립질 돌로마이트가 조간대 환경에서 초기 돌로마이트로서 형성된 후 매물환경에서 재결정된 것으로 해석되며 이들 돌로마이트를 재결정시킨 매물환경은 높은 Sr값을 포함하고 비교적 낮은 물/암석 비의 환경에서 일어났으며, Fe과 Mn의 함량이 비교적 높은 공극수일 것으로 생각된다.

각 지화학적 값들의 X-Y 그래프(Fig. 10)는 속성환경의 특징을 반영해 주고 있다. $\delta^{18}\text{O}$ 값과 Sr 함량과의 그래프(Fig. 10b)는 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 감소함에 따라 Sr 함량이 증가하는 것으로 나타난다. 이는 재결정된 방해석과 돌로마이트는 물론 돌로마이트질 석회암도 물/암석 비가 낮은 매물환경에서 변질되었음을 시사한다. MgCO_3 의 함량과 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 나타낸 그래프(Fig. 10c)는 석회암에서 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 더 낮게 나타나며, 돌로마이트와 석회암의 두 단성분(end member)이 있고 돌로마이트의 함량에 따라 두 단성분이 혼합된 양상을 보이고, 돌로마이트의 함량이 증가함에 따라 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 증가하는 것으로 나타났다. 또한 MgCO_3 의 함량과 Fe의 함량과의 관계를

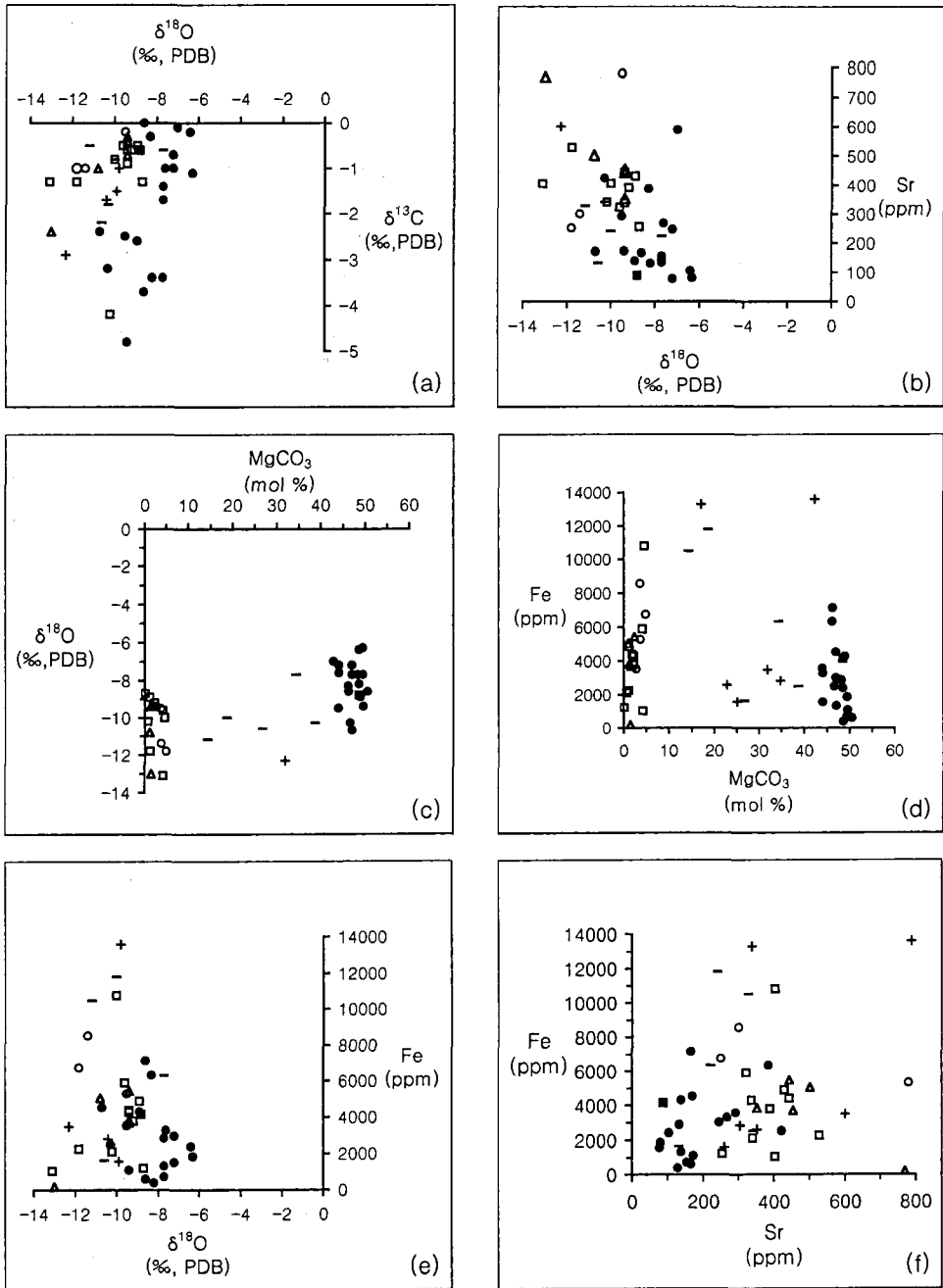


Fig. 10. Cross-plots of geochemical data in the Chongson Limestone. ○, VFC/FC calcite; □, CC calcite; ●, VFC/FC dolomite; △, VCC calcite (burial cements); +, VFC/FC dolomitic limestone; -, dolomitic limestone.

나타내는 그래프(Fig. 10d)에서 석회암이 더 높은 Fe값을 보인다. 이런 지화학적 분포 경향은 석회암이 돌로마이트보다 담수환경의 영향을 상대적으로 많이 받아서 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 돌로마이트보다 더 낮아진 것으로 해석된다. $\delta^{18}\text{O}$ 값과 Fe 함량과의 관계(Fig. 10e)에서 암석기

재학적 양상에 따른 뚜렷한 경향은 없지만, $\delta^{18}\text{O}$ 값이 작아질수록 Fe 함량이 증가함을 보인다. 이것은 이들 두 지화학적 변수들의 거동이 서로 반대이기 때문인 것으로 해석된다. Sr과 Fe의 관계(Fig. 10f)에서는 오히려 미미한 양의 상관관계를 보이는데, 이는 정선석회암의

속성 작용이 물/암석 비가 낮은 매몰이 우세한 환경에서 일어났기 때문인 것으로 해석된다.

결론

강원도 정선지역에 분포하는 오르도비스기 정선석회암은 탄산염 완사면과 테두리진 탄산염 대지에서 퇴적되었다. 정선석회암은 암석기재학적 양상, 지화학 분석 그리고 지구조적인 역사를 고려해 볼 때, 해수 속성 작용, 담수 속성 작용, 매몰 속성 작용, 돌로마이트화 작용 그리고 규화 작용을 받았다.

해수 속성 작용은 어란석입자나 펠로이드 주위의 등후의 침상 해저 교결물로서 산출된다. 정선석회암이 탄산염 완사면과 테두리진 대륙붕에서 퇴적될 당시 해수면 변동의 영향을 받아 여러 번 담수 환경에 노출된 것으로 보인다. 초기 속성 작용 시 담수 속성작용을 받은 것으로 해석된다. 또한 담수 속성 작용은 정선석회암이 퇴적된 후 여러 시기에 걸쳐서 있었던 것으로 해석된다. 정선석회암은 오르도비스기 말기 행매층이 퇴적되기 전과 행매층이 퇴적되고 실루리아기 회동리층이 퇴적되기 전 그리고 회동리층이 퇴적되고 난 후 석탄기 평안누층군이 퇴적되기 전 그리고 중생대의 지각변동 기간과 불국사 변동이후 신생대에 담수환경에 노출된 것으로 보인다. 초기 속성작용시 담수 속성 환경에서 증발암 결정의 용해와 방해석 캐스트의 침전이 일어난 것으로 보이며, 그 이후의 담수 속성 작용 과정에서 어란석 입자 주위의 등후 교결물의 침전, 방해석의 재결정 작용 등이 일어난 것으로 해석된다. 매몰 속성 작용 역시 여러 시기에 걸쳐 일어난 것으로 해석된다. 정선석회암 퇴적 이후, 상부에 오르도비스기의 행매층과 실루리아기의 회동리 지층이 퇴적된 얇은 매몰환경 하에서는 소규모의 스타일로라이트와 용해섬이 형성되었고, 약 3.3km의 평안계 지층이 정선석회암 상부에 퇴적되었던 펜실베이니아기에서부터 페름기 동안 정선석회암은 깊은 매몰 환경 하에 놓이게 된 것으로 해석된다. 깊은 매몰 환경하에서 매몰 교결물, 거정질 방해석 결정과 안장형 돌로마이트, 포이킬로토픽 조직이 형성된 것으로 해석된다.

방해석 결정으로 구성된 석회암은 세립 및 조립질 결정으로 구성되어 있는데, 이들은 평균적으로 -10.9 및 -10.1% 의 $\delta^{18}\text{O}$ 값, -0.7 및 -1.4% 의 $\delta^{13}\text{C}$ 값을 보이고

444ppm 및 385ppm Sr, 6867ppm 및 4091ppm Fe, 그리고 232 및 160ppm Mn 값을 보인다. 포이킬로토픽 조직으로 된 매몰교결물은 -10.4% 의 $\delta^{18}\text{O}$ 값, -1.0% 의 $\delta^{13}\text{C}$ 값을 보이고 504ppm Sr, 3643ppm Fe 그리고 152ppm Mn 값을 보인다. 세립 및 조립질 방해석 결정들과 매몰교결물의 지화학적 값들의 차이는 세립 및 조립질 방해석으로 구성된 석회암이 담수환경에서 속성 작용을 받은 후 매몰환경에서 재결정 작용을 받은 것으로 해석된다. 돌로마이트는 극세립 및 세립질 모자이크 돌로마이트, 산재된 돌로마이트, 패치상 돌로마이트, 안장형 돌로마이트로 구분된다. 극세립 및 세립질의 모자이크 돌로마이트는 -8.2% 의 $\delta^{18}\text{O}$ 값, -1.9% 의 $\delta^{13}\text{C}$ 값을 보이고 213ppm Sr, 3654ppm Fe 그리고 114ppm Mn 값을 보이는데, 이는 이들 돌로마이트가 사브카 환경에서 형성된 후 매몰환경에서 재결정된 것으로 해석된다. 산재된 돌로마이트는 다양한 시기에 걸쳐 형성된 것으로 해석되며 패치돌로마이트는 생물교란작용에 의해 형성된 반점이 선택적으로 돌로마이트화된 것으로 해석된다. 안장형 돌로마이트는 매몰환경에서 형성된 것으로 보인다.

정선석회암의 속성작용은 초기 퇴적될 당시 해수면 변동에 따른 대기 노출의 영향과 지구조적 운동의 영향으로 시대에 따라 다양한 속성환경에 노출된 것으로 해석된다. 초기의 해수속성작용과 담수속성작용 이후 행매층과 회동리층의 퇴적으로 정선석회암의 일부는 얇은 매몰 환경 하에 놓이게 되었으며, 태본기의 지구조적 변형기에 담수환경에 노출되었을 것으로 해석된다. 석탄기와 페름기의 평안계 지층이 약 3.3km의 두께로 퇴적되어 정선석회암은 이시기에 깊은 매몰환경에 놓이게 된 것으로 해석되며 스타일로라이트, 매몰 교결물, 거정질 방해석 그리고 안장형 돌로마이트가 형성된 것으로 해석된다. 이 매몰사건 후 정선석회암은 중생대와 신생대에 있었던 송림, 대보, 불국사 변동에 의해 대기에 노출된 것으로 보이며 담수 속성환경에 다시 놓이게 된 것으로 해석된다. 백악기와 제3기의 불국사 변동 후 정선 석회암은 담수환경에 노출되었다.

사사

본 연구는 한국과학재단의 연구지원(KOSEF 941-0400-012-2)에 의해 수행 가능하였다. 지원을 해준 한국

과학재단에 감사를 드린다. 안정 탄소 및 산소 동위원소 및 원소 분석을 해 준 기초과학지원연구소에 감사로 드린다. 논문의 심사과정에서 좋은 지적을 해 주신 익명의 심사자에게 감사로 드린다.

참고문헌

- 강상진, 1997, 강원도 정선지역에 분포하는 오도비스기 정선 석회암의 퇴적환경 및 암상진화. 석사학위논문, 충남대학교, 127 p.
- 김정환, 1999, 한국의 지질: 구조운동과 구조운동사. 시그마프레스, 342-361.
- 박병권 · 우경식, 1986, 중부 캄브리아계 풍촌석회암의 탄소 및 산소 동위원소 성분. 지질학회지, 22, 40-52.
- 박병권 · 홍성민 · 오재경, 1986, 중부 캄브리아계 풍촌석회암층 하부 어란상 탄산염암의 속성작용. 지질학회지, 22, 309-324.
- 장보안 · 강성승, 1998, 조선 누층군 정선 석회암내의 방해석 쌍정에 나타난 고온력장 연구. 지질공학회지, 8, 75-86.
- Allan, J.R. and Wiggins, W.D., 1993, Dolomite Reservoirs. American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note Series #36, AAPG, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 129.
- Banner, J.L., 1995, Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis. Sedimentology, 42, 805-824.
- Braithwaite, C.J.R. and Rizzi, G., 1997, The geometry and petrogenesis of hydrothermal dolomites at Navan, Ireland. Sedimentology, 44, 421-440.
- Carozzi, A.V., 1993, Sedimentary Petrography. Prentice Hall, New Jersey, 263 p.
- Cheong, C.H., Lee, H.Y., Ko, I.S. and Lee, J.D., 1979, A study on stratigraphy and sedimentological environments of the lower Paleozoic sequence in South Korea (chiefly in Jeongseon are). Journal of the National Academy of Sciences, Republic of Korea (Natural Science), 18, 123-159.
- Cheong, C.H., 1988, Pyongan Supergroup. In Lee, D.S. (ed.), Geology of Korea, Kyohak-sa Pub. Co. and Geological Society of Korea, 85-148.
- Choi, D.K., 1998, The Yongwol (Cambrian-Ordovician) redefined: a proposal for the stratigraphic nomenclature of the Choson Supergroup. Geoscience Journal, 2, 220-234.
- Choquette, P.W. and James, N.P., 1990, Limestones-The burial diagenetic environment. Geoscience Canada Reprint Series 4, Geological Association of Canada, 75-112.
- Chung, G.S. and Kang, S.J., 1998, Depositional settings and sequence stratigraphy of the Middle Ordovician Chongson Limestone in the Kangwon Province, Korea. IGCP Project No. 410, "The Great Ordovician Biodiversification Event," Abstracts with Program, Seoul, Korea, 23-24.
- Chung, G.S. and Land, L.S., 1997, Dolomitization of the periplatform carbonate slope deposit, the Machari formation (Middle to Late Cambrian), Korea. Carbonates and evaporites, 12, 163-176.
- Chung, G.S., Paik, I.S. and Woo, K.S., 1993, The origin of dolomite in the Lower Ordovician Mungok Formation in the Yeongweol Area, Kangweondo, Korea. Journal of the Geological Society of Korea, 29, 1-14.
- Cluzel, D., Cadet, J.P. and Lapiere, H., 1990, Geodynamics of the Ogcheon Belt (South Korea). Tectonophysics, 183, 41-56.
- Dickson, J.A.D., 1966, Carbonate identification and genesis as revealed by staining. Journal of Sedimentary Petrology, 36, 491-505.
- Friedman, G.M., 1959, Identification of carbonate minerals by staining methods. Journal of Sedimentary Petrology, 29, 87-97.
- Gao, G. and Land, L.S., 1991, Early Ordovician Cool Creek dolomite, Middle Arbuckle Group, Slick Hills, SW Oklahoma, U.S.A.: Origin and modification. Journal of Sedimentary Petrology, 61, 161-173.
- GICTR (Geological Investigation Corps of Taebaegsan Region), 1962, Report on the Geology and Mineral Resources of the Taebaegsan Region, Geological Society of Korea, Seoul, 89 p.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., and Dunn, P.A., 1993, The origin of high frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso Group, West Texas): Constraints from outcrop data and stratigraphic modeling. Journal of Sedimentary Research, 63, 318-359.
- GSA, 1999, Geologic time scale. Geological Society of America, Denver, U.S.A., 1 p.
- Heydari, E. and Moore, C.H., 1993, Zonation and geochemical patterns of burial calcite cements: Upper Smackover Formation, Clarke County, Mississippi. Journal of Sedimentary Petrology, 63(1), 44-60.
- James, N.P. and Choquette, P.W., 1990, Limestones-The meteoric diagenetic environment. In McIlreath, I.A. and Morrow, D.W. (ed), Diagenesis. Geoscience Canada

- Reprint Series 4, Geological Association of Canada, 35-74.
- Jenkyns, H.C. and Clayton, C.J., 1997, Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic events, *Sedimentology*, 44, 687-706.
- Kinsman, D.J.J. and Patterson, R.J., 1973, Dolomitization process in sabkha environment, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57, 788-789.
- Kim, J.C., Lee, Y.I. and Paik, I.S., 1992, The genesis of nodular limestones in the Lower Ordovician Dumugol Formation, Korea, *Journal of the Geological Society of Korea*, 28, 131-141.
- Kim, O.K., Lee, H.Y., Lee, D.S. and Yun, S., 1973, The stratigraphy and geological structure of Great Limestone Series in South Korea, *Journal of the Korean Institute of Mining Geology*, 6, 81-114.
- Kim, O.J., 1988, Tectonic evolution. In Lee, D.S. (ed.), *Geology of Korea*, Kyohak-sa Pub. Co. and Geol. Soc. Korea, 253-263.
- Land, L.S., 1985, The origin of massive dolomite, *Journal of Geological Education*, 33, 112-125.
- Land, L.S., 1992, The dolomite problem: Stable and radiogenic isotope clues. In Clauer, N. and Chaudhuri, S. (eds.), *Isotopic Signatures and Sedimentary Records*, Springer-Verlag, Berlin, 49-68.
- Lee, H.Y., 1988, Choson Supergroup. In Lee, D.S. (ed.), *Geology of Korea*. Kyohak-sa Pub. Co. and Geological Society Korea, 85-148.
- Lehrmann, D.J. and Goldhammer, R.K., 1999, Secular variation in parasequence and facies stacking pattern of platform carbonates: A guide to application of stacking patterns analysis in strata of diverse ages and settings. *SEPM Spec. Pub. #63*, SEPM (Society for Sedimentary Geology), U.S.A., 187-226.
- Lohmann, K.C. and Walker, J.C.G., 1989, The $\delta^{18}\text{O}$ record of Phanerozoic abiotic marine calcite cements, *Geophysical Research Letters*, 16, 319-322.
- Malone, M.J., Baker, P.A. and Burns, S.J., 1996, Hydrothermal dolomitization and recrystallization of dolomite breccias from the Miocene Monterey Formation, Tequisquet area, California, *Journal of Sedimentary Research*, 66, 976-990.
- McKenzie, J.A., 1981, Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E.: a stable isotope study, *Journal of Geology*, 89, 185-198.
- McIlreath, I.A. and Morrow, D.W., 1990, Diagenesis. *Geoscience Canada*, Reprint Series 4, 338 p.
- Meng, X., Ge, M. and Tucker, M.E., 1997, Sequence stratigraphy, sea-level changes and depositional systems in the Cambro-Ordovician of the China carbonate platform, *Sedimentary Geology*, 114, 189-222.
- Montanez, I.P. and Read, J.F., 1992, Fluid-rock interaction history during stabilization of early dolomites, Upper Knox Group (Lower Ordovician), U.S. Appalachians, *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 753-778.
- Montanez, I.P., Banner, J.L., Osleger, D.A., Borg, L.E. and Bosserman, P.J., 1996, Integrated Sr isotope variations and sea-level history of Middle to Upper Cambrian platform carbonates: Implications for the evolution of Cambrian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, *Geology*, 24, 917-920.
- Mozley, P.S. and Burns, S.J., 1993, Oxygen and carbon isotopic composition and Paleoclimatic significance of Late Pleistocene carbonates, Ross Sea, Antarctica, *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 73-83.
- Paik, I.S., 1986, Dolomitization of the Middle Ordovician Maggol Formation in Jangseong area, Gangweondo, Korea, *Journal of the Geological Society of Korea*, 22, 333-346.
- Park, B.S., 1982, Tectonic history. In Compilation committee of papers for celebration of retirement of professor O.J. Kim, (ed.), *Geology and mineral resources of Korea*, Darim Munwha Jeongpansa Pub. Com. Seoul, 165-170.
- Popp, B.N., Anderson, T.F., and Sandberg, P.A., 1986, Brachiopods as indicators of original isotopic compositions in some Paleozoic limestones, *Bulletin of Geological Society of America*, 97, 1262-1269.
- Radke, B.M. and Mathis, R.L., 1980, On the formation of occurrence of saddle dolomite, *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 1149-1168.
- Son, C.M. and Jeong, J.G., 1976, On the geologic structure of Pyongchang-Hoedong area, *Journal of the National Academy of Sciences, Republic of Korea (Natural Sciences)*, 15, 221-245.
- Swart, P.K., Burns, S.J. and Leder, J.J., 1991, Fractionation of the stable isotopes of oxygen and carbon in carbon dioxide during the reaction of calcite with phosphoric acid as a function of temperature and technique, *Chemical Geology, (Isotope Geoscience Section)*, 86, 89-96.
- Tobin, K.J. and Walker, K.R., 1996, Ordovician low-to intermediate-Mg calcite marine cements from Sweden: marine alteration and implications for oxygen isotopes in Ordovician seawater, *Sedimentology*, 43, 719-735.
- Tucker, M.E. and Bathurst, R.G.C., 1990, Carbonate diagenesis. *Int'l Assoc. Sedimentologists*, Reprint Series, 1, 312 p.

- Tucker, M.E., 1990, Diagenetic processes, products and environments, In: Tucker, M.E. and Wright, V.P. (ed.), Carbonate sedimentology, Blackwell Sci. Pub., 314-364.
- Valladares, I., Recio, C. and Lendinez, A., 1996, Sequence stratigraphy and stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) of the Late Cretaceous carbonate ramp of the western margin of the Iberian Chain (Soria, Spain). *Sedimentary Geology*, 105, 11-28.
- Veizer, J., 1983, Chemical diagenesis of carbonate: Theory and application of trace element technique. In Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J. and Land, I.S., *Stable Isotopes in sedimentary Geology*, SEPM Short Course, 10, 3-1-3-100.
- Woo, K.S. and Choi, S.J., 1993, Diagenetic histories of the Yeongheung Formation near Machari area, Yeongweol, Kangweondo, Korea. *Journal of the Geological Society of Korea*, 29, 450-463.
- Woo, K.S., Chung, G.S. and Paik, I.S., 1990, Diagenetic histories of the Lower Ordovician Mungok Formation near Machari area, Yeongweol, Kangweondo, Korea: Textural results. *Journal of the Geological Society of Korea*, 26, 350-357.

2000년 4월 10일 원고 접수
2000년 8월 4일 원고 채택