

강원도 백운산항사대의 화절층 및 두무골층에서 산출되는 코노돈트 화석군의 화학조성과 이의 층서 해석에의 적용성[†]

Mineral Chemistry of Biogenic Apatite (Conodont) from the Dumugol and Hwajeol Formations and its Application to Stratigraphic Interpretation

문희수 (Hi-Soo Moon)* · 이하영 (Ha-Young Lee)* · 서광수 (Kwang-Soo Seo)** ·
손승우 (Seung-Woo Son)* · 송윤구 (Yungoo Song)*

요 약

이 연구는 코노돈트의 구성물질인 인회석의 결정구조식을 밝히고, 이들의 광물화학 자료를 이용하여 하부 고생대층의 층서해석에 적용이 가능한가를 검토하기 위해 실시되었다. 연구에 사용된 시료는 강원도 백운산항사 지역내의 하부고생대 화절층과 두무골층에서 산출된 코노돈트 화석과 스웨덴 하부 오오도비스기의 Öland의 Planilimbata층과 Limbata층에서 산출된 코노돈트이다. 인회석의 결정구조식과 광물화학적 특성을 밝히기 위해 코노돈트 시료에 대한 전자현미경 분석을 이용하여 화석성분을 분석하였다. 이들 구성성분에 대한 판별분석과 분산분석을 이용한 통계처리를 실시하여 화석의 종별, 코노돈트 화석대별로 화학성분 차이를 측정하였다. 국내와 스웨덴 시료 모두, 공통적으로 F가 2.5-3.5 wt.% 포함된 불소 인회석으로 무기 기원의 인회석과 동일한 화학조성을 갖고 있다. 판별분석 결과 국내 시료와 스웨덴 시료는 Na와 Cl성분의 함량차이가 뚜렷하며 화절층과 두무골층 시료 간에도 Cl 성분의 함량 차이로 구분이 가능하다. 화절층 코노돈트 종들 간에도 F를 제외한 4개 원소 (Ca, Na, P, Cl), 특히 Na 성분의 함량차로 구분이 가능하다. 그러나 두무골 시료에서는 함량차가 명백히 나타나지 않는다. 화학조성의 차이를 이용한 층서해석에의 응용성은 일반화 시키기는 어려우나 집단간의 구분은 가능하며, 이들 화석군을 산출하는 지층의 지질시대가 젊어짐에 따라 Ca의 감소와 F와 Na의 증가가 나타난다. 이미 열변성을 받은 국내 코노돈트 시료와 열변성을 받지 않은 스웨덴 코노돈트 시료를 500°C로 가열하여 화학성분 변화를 조사한 결과, 국내 시료는 가열 전후의 성분변화가 없는 반면 스웨덴 시료는 가열 전후의 성분변화가 뚜렷이 나타났다. 이러한 결과는 국내에서 산출되는 코노돈트의 화학조성이 변성작용시 열에 의한 영향을 받았음을 지지한다.

주요어: 유기기원 인회석, 코노돈트, 화학조성, 통계분석, 층서해석

Abstract: Chemical compositions of biogenic apatites (conodont) from the Hwajeol and Dumugol Formations in the Baegunsan Syncline Zone in Korea and the Planilimbata and Limbata Formations in Sweden were determined by an electron microprobe analysis. The application of their statistical data of mineral chemistries to stratigraphic interpretation was also considered. Conodonts from both Korea and Sweden are fluorapatite containing 2.5-3.5 wt.% in F contents and are identical to chemistry of inorganic apatite. Compositional variation on samples can be observed not only

*연세대학교 지질학과 (Department of Geology, Yonsei University, Seoul, 120-749, Korea)

**공주대학교 지질과학과 (Department of Geological Science, Kongju National University, Kongju, 314-701, Korea)

[†] 이 연구는 1991년도 교육부 기초과학육성연구비 지원에 의하여 이루어졌음.

in the different species but also in different stratigraphic horizons and localities. The notable difference is observed in Cl and Na contents between conodonts from Korea and Sweden. Conodonts from Korea contains relatively higher Cl and lower Na content than those of conodonts from Sweden. Statistical analysis (discriminant) of the chemical compositions of conodonts shows that the discrimination between conodonts from the Dumugol and Hwajeol Formations due principally to Cl content. The discrimination between species occurred in the Hwajeol Formation by Na is also apparent. The stratigraphic interpretation using the compositional change is hard to be generalized, although the compositional changes in a few conodont species are systematically varied. However, increase of F and Na, and decrease of Ca with increase of geologic time from Ordovician to Cambrian are observed. Mineral chemistries and color indices of conodonts from Korea do not change significantly with heat treatment at 500°C for 8 hours per day for 30 days, whereas those from Sweden change significantly. It indicates that chemical compositions of conodonts from Korea could not be preserved their initial composition.

Key Words : Biogenic Apatite, Conodont, Mineral Chemistry, Statistical Analysis, Stratigraphic Interpretation.

서 언

코노돈트 미화석에 대한 화학분석은 여러 학자들 (Ellison, 1944; Rode and Wingard, 1957; 서광수 외 1991) 에 의해 유기기원의 인회석으로 구성되었다는 사실이 알려졌으며, Pietzner 외 (1968)는 습식화학분석 방법을 통해 코노돈트 미화석의 화학식을 $\text{Ca}_5\text{Na}_{0.14}(\text{PO}_4)_{3.01}(\text{CO})_{0.16}\text{F}_{0.75}(\text{H}_2\text{O})_{0.86}$ 로 밝혔다.

이들 연구에 의하면 코노돈트 미화석의 조성광물은 불소-인회석 임이 명확히 밝혀졌으며, 최근에 Wright 외 (1987)는 코노돈트 미화석의 지화학적 연구가, 특히 희유원소와 미량원소 조성이 층서대비에 유용하게 사용될 가능성을 보고하였다. 또한 Wright (1990)는 코노돈트미화석을 구성하는 인회석의 구조와 성분이 해수하에서 매우 안정하며, 매몰후 속성작용에도 안정하기 때문에 코노돈트 미화석의 고생물학뿐만 아니라 생물의 진화를 추정할 수 있음을 보고하였다. 또한 코노돈트 미화석을 함유하고 있는 지층에 대한 미량원소와 안정동위원소를 연구함으로써 고해수하 (古海水下)에서의 화학성분 변화를 추정하여 고지리 및 고해양환경 복원과 화학층서대 대비 (chemostratigraphic correlation) 등을 수행할 수 있는 가능성을 제시한 바 있다.

본 연구자들은 이미 백운산 향사대내 두무골과 막골층에서 산출되는 대표적인 코노돈트 화석군의 광물화학적 연구 (서광수 외 1991)를 통하여 이들의 화학조성을 밝히고, 이들 종간의 결정구조식이 서로 구분된다는 사실을 보고한 바 있다. 그러나 이들 광물화학적 자료를 이용한 층서대비에의 활용 가능성은

당시 시료채취 대상층준이 두무골과 막골층에 한정 되어 명확한 결론을 내릴 수가 없었다. 따라서 본 연구에서는 캄브리아기의 화절층까지 지질시대의 범위를 확대하여 코노돈트 화석군의 구성물질인 유기기원의 인회석의 결정구조식을 밝히고, 이들의 광물 화학 자료를 이용하여 층서해석을 위한 적용성 여부를 검토하였다.

시료 및 연구방법

시료준비

코노돈트 화석을 가열하여 가열온도에 따라 변화하는 코노돈트 화석의 색변화지수를 측정하였다. 가열실험을 하기 위해서는 변성작용의 영향을 받지 않은 스웨덴의 Öland섬에 분포하는 국내의 시료채취층준과 지질시대가 같은 하부고생대 지층에서 산출되는 코노돈트를 사용하였다. 국내의 두무골층 암석시료와 스웨덴의 Planilimbata층의 암석시료를 암석분쇄기를 이용하여 2~3 cm 크기로 파쇄한 후 열처리 후의 변화를 파악하기 위하여 시료 중 일부를 500°C로 하루에 8시간씩 30일 동안 열처리를 하였다. 열처리한 시료와 열처리하지 않은 시료를 각각 100 g씩을 취하여 15%의 공업용 빙초산에 약 10~15 일간 방치한 후 화학반응 결과 남은 물질을 구경 0.125와 1.25 mm의 체를 이용하여 잔류물을 걸러냈다. 걸러낸 잔류물은 약 100°C 이하의 건조기에서 말린 후 실체현미경 하에서 코노돈트 미화석을 선별하였다. 선별된 코노돈트 화석중 생층서대의 지시자가 되는 대표종에

대하여 유기기원의 인회석의 현미경관찰 및 전자현미경관찰을 위한 박편 및 연마편을 제작하였다.

코노돈트의 종류 및 시대

국내의 상부 캄브리아기 지층인 화절층과 하부 오오도비스기인 두무골층에서 산출된 코노돈트 화석의 구성성분 차이가 화석대별, 종(species)별로 구분 가능한가를 알아보기 위해 대표적인 종을 선정하여 연구하였다. 또한, 스웨덴의 하부 오오도비스기 지층인 Planilimbata층에서 산출된 코노돈트 화석을 선정하여 분석한 후 국내 시료와 대비 연구하였다. 가능한 한 각 지질시대를 대표할 수 있는 지시화석을 선정하였으며, 기존연구(서광수 외 1991)에서 사용한 시료는 배제하였다.

본 연구에 사용된 시료채취 위치 및 층준은 국내 시료의 경우 시료채취 위치는 그림 1에, 이들의 층서상의 위치는 그림 2, 스웨덴 시료의 경우는 그림

3에 도시하였다. 국내와 스웨덴 코노돈트 화석을 각 층별로 표시하면 다음과 같다. 팔호안의 번호는 본 논문에서 사용한 시료번호이고 번호가 클수록 상부 층준을 의미한다. 국내 시료는 화절층(상부 캄브리아계)에서 산출되는 *Proconodontus posterocostatus* (H1), *Eoconodontus notchpeakensis* (H2), *Cambroistodus minutus* (H3)와 *Cordylodus proavus* (H4)이며, 두무골층의 하부(트레마독 조)에서 산출되는 *Chosonodina herfurthi* (D4)와 *Rossodus manitouensis* (D1)이다. 두무골층의 상부(아레닉 조)에서 산출되는 *Scolopodus quadruplicatus* (D2), *Paracordylodus gracilis* (D3)와 *Triangulodus dumugolensis* (D1)이다. 스웨덴 시료는 Planilimbata층(아레닉 조)에서 산출되는 *Oepikodus smithensis* (S1), *Oistodus sp.* (S2)과 *Oistodus forceps* (S3)이며, Limbata 층(아레닉 조)에서 산출되는 *Tetraprioniodus sp.* (S4)이다.

열변질작용이 코노돈트 미화석의 구성성분에 미치는 영향을 알아보기 위해 국내 두무골층 하부(상부

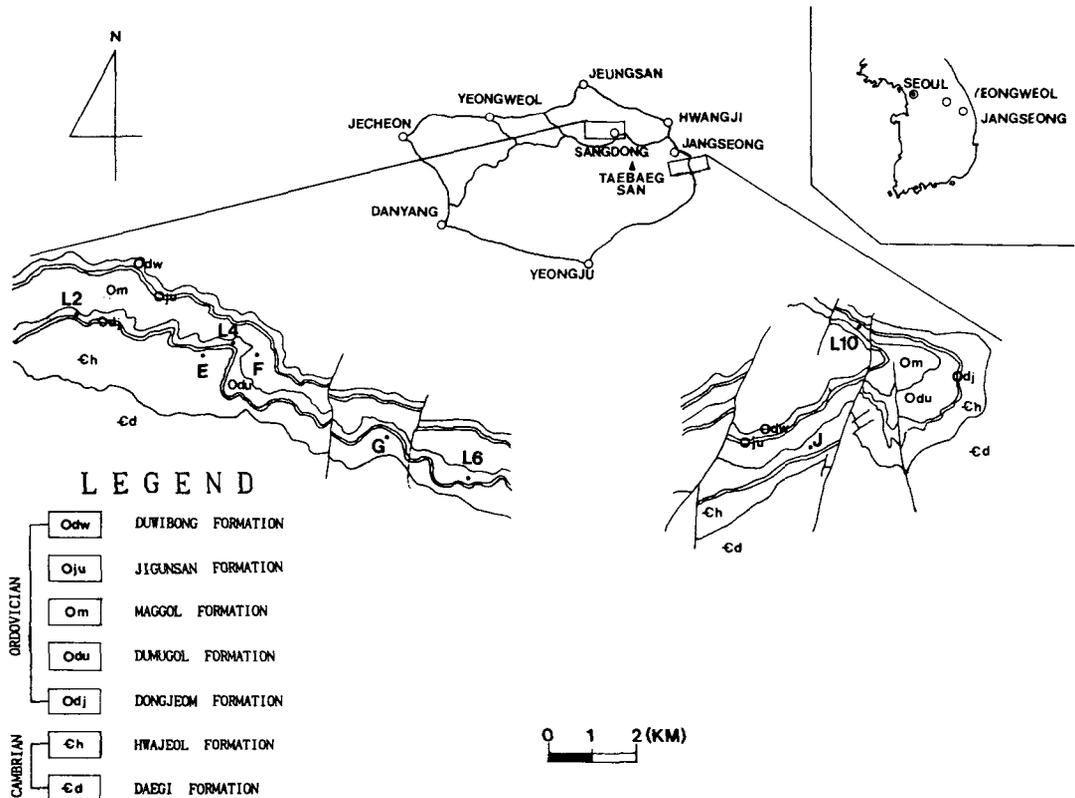


Fig. 1. Geologic map of the study area showing conodont sampling sites (after Lee, 1987; Seo, 1990). Capital E, F and L represent sampling sites and their detailed sampling horizons were shown in Fig. 2a and b.

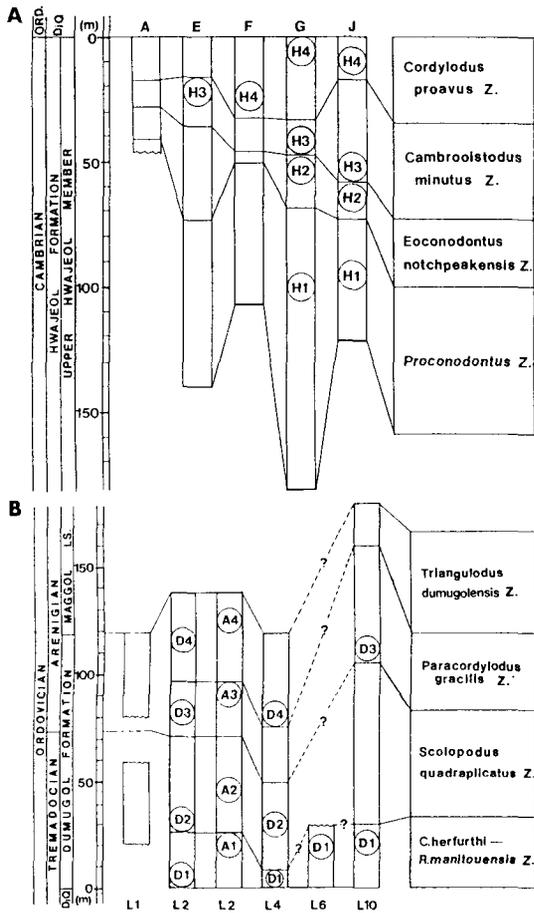


Fig. 2. Correlation of each section A) the upper Hwajeol member (E, Hwajeol section; F, Core section; G, Guraeri section; J, Dongjeom-ri section; H1, *Proconodontus posterocostatus*; H2, *Eoconodontus notchpeakensis*; H3, *Cambrooistodus minutus*; H4, *Cordylodus proavus*) and B) the Dumugol Formation (L2, Maggol section; L4, Hwajeol section; L6, Tuckgol section; L10, Meorigol core section; D1, *Chosonodina herfurthi* and *Rossodus manitouensis*; D2, *Scolopodus quadraplicatus*; D3, *Paracordylodus gracilis*; D4, *Triangulodus dumugolensis*; A1, A2, A3 and A4, *Drepanodus arcuatus*) based on conodont Zones (Z.=Zone).

트레마독 조) 지층과 스웨덴의 Planilimbata층(하부 아래닉 조)의 암석 시료를 500°C로 가열한 후 용해 처리를 거쳐 선별한 화석은 국내의 *Paltodus* sp. (HK1) 과 스웨덴의 *Oepikodus smithensis* (HS1)이다(팔호안은 시료번호이며 H는 열처리한 것을 의미한다).

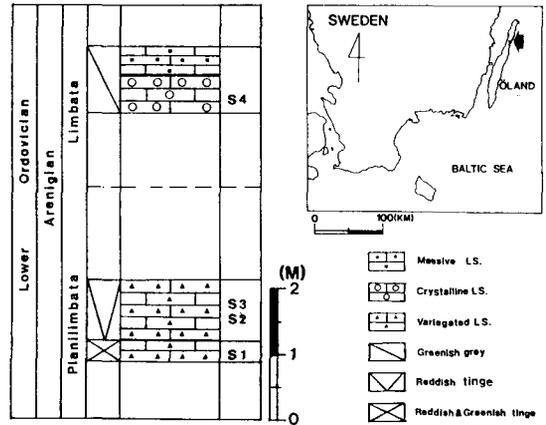


Fig. 3. Location map and the schematic columnar section of the Planilimbata and Limbata Formation in Öland, Sweden showing sample horizons (S1, *Oepikodus smithensis*; S2, *Oistodus*; S3, *Oistodus forceps*; S4, *Tetraprioniodus* sp.). This section was prepared by the second author in 1968.

분석방법

한반도의 하부 고생대 지층과 동시대의 스웨덴의 Öland섬의 Planilimbata층과 Limbata층에서 산출된 코노돈트화석 중 양 지역에서 산출된 대표종에 대해 유기기원 인회석의 화학조성을 규명하기 위하여 현미경관찰 및 전자현미분석을 실시하였다.

전자현미분석 조건은 가속전압 15 KV, 시료전류 2×10⁻⁸ Å, 빔 직경 10 μm, 강도 측정시간은 20초로 하였다. 기준물질로는 Ca와 P는 인회석(apatite), Na는 알바이트(albite), Fe는 형석, Cl은 터그티파이트(tugtupite)로 하였으며, F와 Cl이 산화물이 아닌 관 계로 함께 보정하기 위하여 모두 금속형으로 분석하였으며, 보정한 뒤에 Ca, P 및 Na은 산화물 형태로 바꾸어 주었다. 보정방법으로는 ZAF보정을 이용하였다. 할로젠 원소(F과 Cl)의 분석에는 0.23~1.11 wt%의 F함량을 갖는 흑운모, 백운모와 알칼리 각섬석과 Cl함량이 0.36 wt%인 흑요석을 이용 분석의 정확도를 검증하였으며 이때의 분석오차는 22~4%이다(조동룡, 1992). F의 함량이 대부분이 2% 이상이므로 이들 코노돈트의 경우 오차한계는 5~10%이며, Cl의 경우 이의 함량이 매우 낮아 오차한계는 10~20%이다.

화절층 코노돈트와 두무골층 코노돈트 및 스웨덴 코노돈트에 대한 화석분석 결과가 뚜렷한 차이가 나

Table 1. Electron microprobe analyses and structural formulae for conodonts from South Korea and Sweden

Sample Name*	H1 (2)	H2 (6)	H3 (9)	H4 (8)	D1 (30)	D2 (6)	D3 (16)	D4 (4)	S1 (6)	S2 (3)	S3 (4)	S4 (2)
CaO	55.57	56.93	55.92	56.00	55.26	54.89	55.53	55.65	52.02	53.68	54.73	51.13
Na ₂ O	0.05	0.03	0.14	0.05	0.28	0.26	0.13	0.15	0.51	0.65	0.56	0.62
P ₂ O ₅	42.61	42.51	42.36	43.24	42.03	41.97	42.11	42.16	40.53	41.70	42.25	40.34
F	2.89	3.33	3.20	2.72	3.15	3.41	3.23	3.27	3.50	3.45	3.63	3.36
Cl	0.07	0.08	0.22	0.14	0.44	0.39	0.24	0.29	0.05	0.05	0.05	0.03
	101.18	102.87	101.85	102.16	101.15	100.92	101.23	101.51	96.61	99.53	101.21	95.48
-O×F, Cl	1.23	1.42	1.40	1.18	1.42	1.52	1.41	1.44	1.48	1.46	1.54	1.42
Total	99.95	101.45	100.45	100.98	99.72	99.39	99.82	100.07	95.12	98.07	99.67	94.06
Number of ions on the basis of O(26)												
Ca	10.027	10.146	10.053	10.001	10.010	9.954	10.043	10.040	9.818	9.845	9.875	9.749
Na	0.018	0.009	0.047	0.016	0.090	0.086	0.041	0.050	0.173	0.216	0.184	0.214
	10.045	10.155	10.100	10.017	10.100	10.040	10.084	10.090	9.991	10.061	10.059	9.963
P	6.075	5.986	6.017	6.101	6.016	6.014	6.016	6.009	6.045	6.043	6.024	6.077
F	1.537	1.750	1.699	1.434	1.683	1.826	1.724	1.741	1.949	1.866	1.931	1.891
Cl	0.019	0.021	0.063	0.040	0.125	0.111	0.068	0.082	0.015	0.014	0.015	0.009

* Number of analyses spots in parentheses.

타나지 않기 때문에 이들 사이의 차이를 통계분석, 즉 판별분석 (discriminant analysis)과 분산분석 (analysis of variance)을 수행하였다. 통계자료처리에는 분석된 코노돈트 성분을 산소 26을 기준으로 재계산한 값을 사용하였다.

유기기원 인회석의 광물화학

표 1, 2 및 3은 화절층, 두무골층 그리고 스웨덴에서 산출된 코노돈트 화석에 대한 전자현미분석기를 이용한 분석결과를 중별 평균값을 나타낸 것이며, 괄호안의 숫자는 분석점의 갯수를 나타낸다.

이들 코노돈트의 화학조성은 F가 2.59~3.5 wt% 포함된 불소인회석이며, 국내 시료의 경우 스웨덴의 코노돈트 화석에 비하여 상대적으로 Na 함량은 낮고, Cl함량은 높게 나타나는 특징을 보이는데, 이는 기존의 연구결과(서광수 외, 1991)와 일치된다. 평균값으로 계산한 이들의 결정구조식은 화절층의 코노돈트 시료가 (Ca_{10.05}Na_{0.02})(PO₄)_{6.04}F_{1.60}Cl_{0.03}이고, 두무골층 시료는 (Ca_{10.01}Na_{0.06})(PO₄)_{6.01}F_{1.74}Cl_{0.09}, 스웨덴 시료는 (Ca_{9.82}Na_{0.19})(PO₄)_{6.04}F_{1.90}Cl_{0.01}이다. 서광수 외 (1991)는 하부 고생대의 두무골과 막골층에서 산출된 코노돈트 화석과 스웨덴의 Planilimbata 층에서 산출된 코노돈트 화석에 대한 연구에서 코노돈트는 무기기원 인회석과 동일한 결정구조를 가지며, 국내 코노돈트는 스웨덴

Table 2. Electron microprobe analyses and structural formulae for Drepanodus arcuatus from the Dumugol Formation

Sample Name*	A1 (2)	A2 (3)	A3(4)	A4(3)
CaO	55.51	55.92	54.77	55.63
Na ₂ O	0.09	0.16	0.28	0.11
P ₂ O ₅	42.00	42.32	41.28	41.97
F	3.05	3.06	3.36	3.36
Cl	0.16	0.25	0.34	0.18
	100.81	101.71	100.02	101.25
-O=F,Cl	1.32	1.34	1.49	1.45
Total	99.49	100.37	98.53	99.79
Number of ions on the basis O (26)				
Ca	10.080	10.070	10.043	10.062
Na	0.029	0.053	0.093	0.037
	10.109	10.123	10.136	10.099
P	6.026	6.022	5.981	5.999
F	1.635	1.625	1.817	1.792
Cl	0.046	0.071	0.099	0.052
	1.681	1.696	1.916	1.844

* Number of analyses spots in parentheses.

코노돈트보다 결정도가 상대적으로 높은 것으로 보고했다.

이들 분석결과(표 1)를 단위격자당 이온수로 Na와 Cl과의 관계로 그림 4a에 도시하였다. 국내 화절층

Table 3. Electron microprobe analyses and structural formulae for normal and heat-treated conodonts from South Korea and Sweden

Sample Name*	K1 (8)	HK1 (4)**	S1 (6)	HS1 (7)**
CaO	54.87	54.82	52.02	50.96
Na ₂ O	0.13	0.13	0.51	0.44
P ₂ O ₅	42.03	41.93	40.53	40.37
F	2.59	3.06	3.50	3.22
Cl	0.21	0.21	0.05	0.04
	99.83	100.16	96.61	95.04
-O= F,Cl	1.14	1.34	1.48	1.37
Total	98.69	98.82	95.12	93.67
Number of ions on the basis O(26)				
Ca	10.046	10.006	9.818	9.750
Na	0.045	0.043	0.173	0.154
	10.091	10.049	9.991	9.904
P	6.080	6.047	6.045	6.103
F	1.401	1.650	1.949	1.819
Cl	0.060	0.061	0.015	0.013
	1.461	1.710	1.964	1.832

K1; *Paltodus sp.* and S1; *Oepikodus smithensis*.

* Number of analyses spots in parentheses.

** These represent heat-treated samples.

시료의 Na은 0.009~0.047의 범위로서 두무골층 시료의 0.029~0.093을 비교해 볼 때, 화절층 시료보다 두무골층 시료가 Na성분이 많고, 스웨덴 시료는 0.173~0.216의 범위를 나타내어 국내와 스웨덴 코노돈트 화석간의 Na 성분차의 구분이 뚜렷하였다. Cl은 국내 화절층 코노돈트는 0.019~0.063의 범위에 해당되며, 두무골층 코노돈트 화석은 0.046~0.125인데 반하여, 스웨덴 시료가 0.009~0.015의 좁은 범위를 나타내기 때문에 뚜렷이 구분지을 수 있다. 그림 4b는 Ca과 Na의 관계를 나타낸 것으로 스웨덴 시료는 Ca가 9.749~9.875이며, 국내시료는 9.954~10.146로서 스웨덴 시료보다 상대적으로 Na성분의 함유량이 높다. 그림 4c는 구조내의 2가 이온을 치환하는 Na대 음이온의 합(F⁻+Cl⁻)을 도시한 것으로서, 구조내의 1가 양이온의 치환이 증가할수록 1가 음이온의 합이 증가되는 것으로 나타난다. 이는 구조내의 전하균형을 위한 결과로 생각되나, 실제로 이러한 치환이 원래의 조성에서 어떤 변화를 거쳤는지는 미상이다.

국내 두무골층 시료 (Ca; 9.954~10.080, Na; 0.029~0.093)와 화절층 시료 (Ca; 10.001~10.146, Na; 0.009~0.018)를 성분차이로 비교하여 볼때 오래된

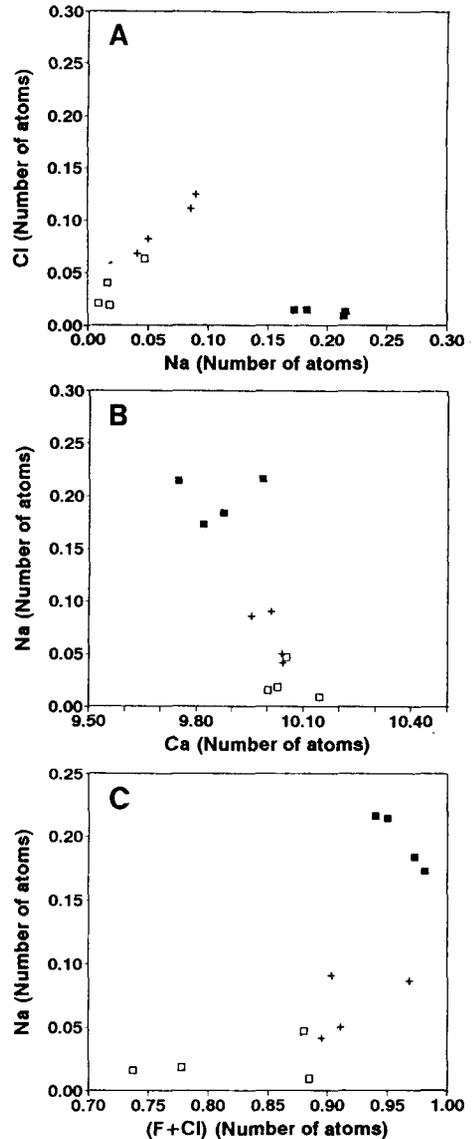


Fig. 4. A) Plots of Na vs. Cl, B) plots of Ca vs. Na, and C) plot fo Na vs. (F+Cl) for conodonts from Korea and Sweden. Symbols: open rectangle, Hwajeol Formation; cross, Dumugol Formation; solid rectangle, Planilimbata and Limbata Formations.

지층일수록 Ca성분은 증가하고 Na성분은 감소하는 경향을 나타낸다. 또한 CaO와 P₂O₅의 절대량이 스웨덴 시료보다 국내시료에서 뚜렷이 높게 나타나는 것이 특징이다 (표 1과 2 참조).

두무골층 전반에 걸쳐 산출되는 *Drepanodus arcuatus*는 (Ca_{10.06}Na_{0.05})(PO₄)_{6.00}F_{1.71}Cl_{0.06}이고, 변성작용에

대한 안정도를 알아보기 위해 국내 두무골층의 *Paltodus* sp.와 스웨덴의 Planilimbata층의 *Oepikodus smithensis*를 500°C로 열처리한 결과(표 3), 그 결정구조식은 각각 $(Ca_{10.00}Na_{0.04})(PO_4)_{6.04}F_{1.65}Cl_{0.06}$ 과 $(Ca_{9.75}Na_{0.15})(PO_4)_{6.10}F_{1.81}Cl_{0.01}$ 이며, 열처리하지 않은 *Paltodus* sp.와 *Oepikodus smithensis*의 결정구조식은 $(Ca_{10.04}Na_{0.04})(PO_4)_{6.08}F_{1.40}Cl_{0.06}$ 과 $(Ca_{9.81}Na_{0.14})(PO_4)_{6.04}F_{1.94}Cl_{0.01}$ 로 나타났다.

**코노돈트 조성의 통계분석과
생층서 해석에의 적용**

판별분석 자료해석

국내의 화절층과 두무골층 그리고 스웨덴(Planilimbata층과 Limbata층)에서 산출되는 코노돈트 등 세 집단으로 분류하여, 집단간의 구분여부를 보았으며, 또한 국내의 각 층내에서의 종별로의 구분여부, 같은 종 사이의 층서별 구분여부, 그리고 열처리 전후의 성분사이의 구분여부를 각각 알아 보았다.

화절층, 두무골층 및 스웨덴 시료간의 구분은 다음과 같다(그림 5a). 국내의 화절층과 두무골층, 그리고 스웨덴 시료 등 세 개의 집단으로 판별분석한 결과를 보면, 판별함수 I에서 절대값이 큰 Na와 Cl 성분(각기 1.4792와 -1.2798)이 국내 시료와 스웨덴 시료를 뚜렷이 구분해주는 요인이 되고, 판별함수 II에서는 Cl성분(0.7816)이 국내 화절층과 두무골층 시료를 구분짓는 데 가장 영향을 주는 요소임을 알 수 있다. 판별함수 I에서 국내시료의 경우 Na와 Cl성분의 판별점수는 부(negative)이고, 스웨덴 시료에서 Na와 Cl성분의 판별점수는 정(positive)이다. 그리고 판별함수 II에서는 화절층 시료의 Cl성분 판별점수는 부이고, 두무골층 시료는 정이다. 이들의 분별도는 80.85%로서 통계적으로는 층간 구분이 명확하다. 그 결과 스웨덴시료와 국내 시료와의 뚜렷한 구분양상은 판별함수 I에 의해 Na및 Cl성분차이로 나타난다. 또한 화절층과 두무골층 간에도 판별함수 II에 의하여 Cl성분의 차이에 의한 층서 구분이 가능하나 중첩되는 시료가 많아 실제적으로 층서 구분의 명확한 적용은 어렵다.

화절층에서의 화석대에 따른 종별구분결과는 다음과 같다. 국내 화절층에서 산출되는 코노돈트를 화석대에 따라 4개의 집단으로 판별분석한 결과 표준화된 판별함수 II에서는 영향을 주는 요소가 Na 이다.

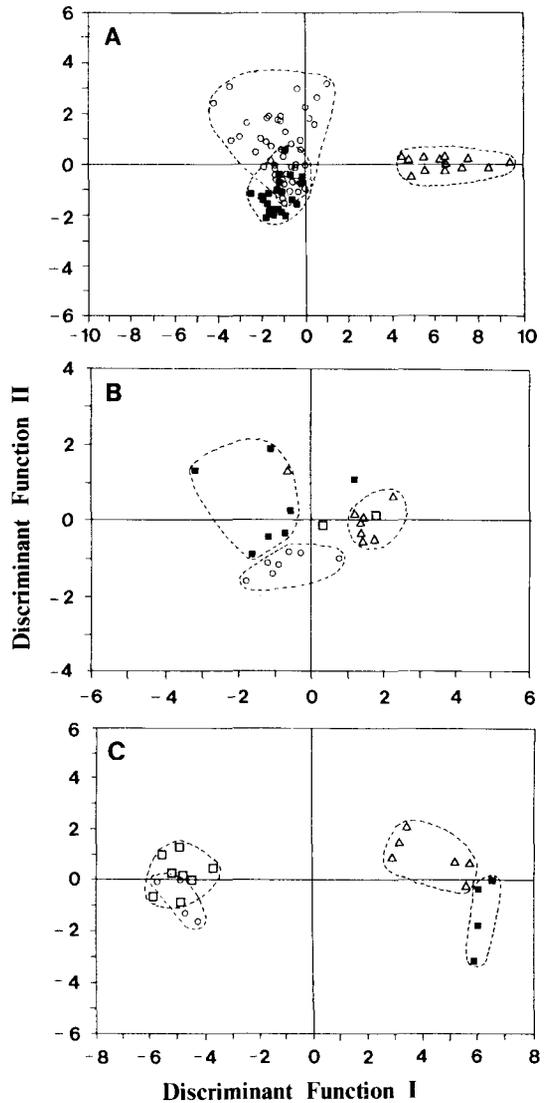


Fig. 5. Plots of discriminant scores on the diagram of discriminant function I and II A) for the Hwajeol and Dumugol Formation from South Korea and the Planilimbata and Limbata Formations from Sweden (solid rectangle, Hwajeol Formation; open circle, Dumugol Formation; open triangle, Planilimbata and Limbata Formations), B) for the Hwajeol Formation (open rectangle, H1; open circle, H2; solid rectangle, H3; open triangle, H4 and C), for normal and heat-treated samples from South Korea and Sweden (open rectangle, K1; open circle, HK1; solid rectangle, S1; open triangle ; HS1).

또한 각 분석치에 대한 판별점수를 도식해본 결과

Table 4. Analyses of variance(ANOVA) for the chemical composition of conodonts from South Korea and Sweden

Element	1		2		3		4		5		6	
Degree of Freedom												
Between Groups	2		3		3		3		3		3	
Within Groups	91		21		51		10		6		19	
Total	93		24		54		13		9		22	
	F	Ratio	F	Prob.	F	Ratio	F	Prob.	F	Ratio	F	Prob.
	(3.15)		(3.07)		(2.76)		(3.71)		(4.76)		(3.13)	
Ca	28.0949	0.0000	3.2018	0.0442	1.2468	0.3025	0.8724	0.4873	0.7077	0.5817	13.7159	0.0001
Na	92.3979	0.0000	5.0347	0.0088	8.0083	0.0002	1.7315	0.2235	3.2860	0.1001	62.4797	0.0000
P	3.4234	0.0369	4.7928	0.0107	0.5202	0.6703	0.6591	0.5956	1.1580	0.4000	3.8438	0.0263
F	12.0751	0.0000	2.2692	0.1101	0.5186	0.6714	0.6099	0.6237	0.9004	0.4939	10.8632	0.0002
Cl	33.7125	0.0000	4.6798	0.0118	4.6731	0.0058	1.2085	0.3564	1.6679	0.2716	6.7403	0.0028

1; Conodonts of the Hwajeol Fm., Dumugol Fm., and Sweden, 2; conodonts of the Hwajeol Fm., 3; conodonts of the Dumugol Fm., 4; Sweden conodonts, 5; *Drepanodus arcuatus*, and 6; Heat-treated samples.

(그림 5b), 판별함수 I에서 H1, H4와 H2, H3는 Cl과 P성분의 판별점수에 의해 구분되며, H1과 H4의 Cl과 P성분의 판별점수는 정이고, H2 및 H3의 판별점수는 부이다. 그리고 판별함수 II에서는 Na성분의 판별점수에 따라 H2와 H3는 구분되나 H1과 H4의 구분은 어렵다. 그러므로 화절층의 화석대별 구분은 비교적 양호하게 구분된다(분별도: 72.00%).

국내 두무골층의 하부로부터 상부까지 전반적으로 산출되는 *Drepanodus arcuatus*를 시료로 하여 화석대별 (*C. herfurthi*-*R. manitouensis* Zone에서 부터 *Triangulodus dumugolensis* Zone에 해당하는 시료 A1~A4, 그림 2 참조) 판별분석을 실시한 결과 변수로 채택된 원소가 Na와 P뿐이며, 분별도 또한 60.00%로서 양호하지 않다. 판별함수에 의해 구별된 판별점수를 도시해본 결과(도표 생략) A2(*Drepanodus arcuatus*)의 분포가 산만할 뿐만 아니라 분석수의 부족으로 뚜렷한 차이를 발견할 수 없었다.

열변성작용에 대한 안정도와 화학조성의 차이를 알아보기 위하여 국내 시료중 두무골층의 *Paltodus* sp.와 스웨덴 시료중 *Oepikodus smith ensis*를 선정하여 500°C로 열처리 전과 후의 동일 화석을 분석하였다. 판별분석의 결과 표준화된 판별상수에서 판별함수 I에서는 그 절대값이 큰 Na와 Cl성분이 판별함수 II에서는 P성분이 가장 영향도가 크게 나타났으며, 판별도(82.61%) 또한 비교적 양호하게 나타났다. 판별점수를 도시한 결과를 보면(그림 5c) 판별함수 I에서 국내 시료의 Na와 Cl성분의 판별점수는 부이고, 스웨덴 시료의 판별점수는 정을 나타내어,

Na와 Cl성분은 많다는 앞서의 결과와 잘 일치한다. 또한 판별함수 II에서 P성분의 판별점수에 의해 스웨덴 시료는 열처리 전후의 뚜렷한 성분차이를 보이는 반면, 국내시료는 그 차이가 뚜렷하지 않은 것으로 나타났다. 이는 퇴적 후 변성작용을 받은 국내 시료가 변성작용을 받지 않은 것으로 알려진 스웨덴 시료보다 상대적으로 고온에서 조성의 변화가 적은데 기인한다.

분산분석 자료해석

본 연구에서는 종(species)별, 층서별 및 지역별로의 원소함량의 미세한 차이가 실제로 의미가 있는지를 검증하기 위해, 특히 판별분석에서 뚜렷한 성분차이가 나타나지 않은 집단간의 원소별 차이가 있는지를 알아보기 위해 분산분석(채서일, 김범중, 1988; 김병수의, 1988)을 실시하였다. 본 연구에서는 각각의 경우에 대하여 유의수준 0.05로 분산분석을 실시하였으며, 모든 집단별로 즉 지층별과 종별로 원소함량의 평균값과 표준편차를 구하였으나 여기서는 표 1~3에 분석결과를 소개하였으므로 기재를 생략하였다.

각 지층별로 산출되는 코노돈트 화석군 사이의 평균화학조성의 변화는 다음과 같다. Ca는 단위격자당 이온수(이하 각원소별 조성은 단위격자당 이온수임)로 화절층의 10.06, 두무골층의 10.01으로서 스웨덴 시료의 9.83보다 높게 나타나고, Na은 화절층(0.02)과 두무골층(0.07) 보다 스웨덴 시료(0.18)에서 높게 나타나며, P성분은 세 집단에서 크게 차이가 없다. F이 화절층(1.63), 두무골층(1.72) 그리고 스웨덴 시료(1.

Table 5. Pairs of significantly different groups for South Korea and Sweden samples on the basis of analysis of variance

Element	Group	S	D	H
Ca	S			
	D	*		
	H	*		
	Group	H	D	S
Na	H			
	D	*		
	S	*		
	Group	D	H	S
P	D			
	H	*		
	S			
	Group	H	D	S
F	H			
	D	*		
	S	*	*	
	Group	S	H	D
Cl	S			
	H			
	D	*	*	

93)에서 값이 차이가 있다. 국내 시료 보다는 스웨덴 시료에서 그 값이 높으며, 하부인 화절층보다 상부인 두무골층에서 높은 값을 나타내는 것은 상부로 갈수록 F성분이 증가한다는 사실과 일치한다 (Zigler and Lindstr m, 1981; 서광수 외, 1991).

국내 화절층과 두무골층, 그리고 스웨덴 시료 등 3개의 집단으로 분산분석을 실시한 결과 (표 4), 유의 수준 0.05시의 F임계치인 3.15보다 5개의 원소의 F비가 모두 크며, 유의도는 모든 원소에서 0.05 이하로 귀무가설이 기각되어 최소한 두집단이 각각의 원소에서 뚜렷한 차이가 있음을 알 수 있다. 이는 판별분석에서 나타난 국내 시료와 스웨덴 시료와의 뚜렷한 성분 차이와 국내 시료에서 비교적 시대의 차이가 큰 두 층 사이에서도 구분이 잘 되는데 기인한 것이다.

집단간 원소별 구분유무를 보면 (표 5) 특히 Na와 F 성분에 의하여 세 집단간의 구분이 명확함을 알 수 있다. 순서는 평균값이 작은 것부터 큰 순으로 나열한 것이며, *는 두집단간이 구분됨을 나타낸다.

화절층에서 산출되는 코노돈트 각 종 (species)에 대하여 화석대에 따라 분산분석을 실시한 결과 (표 4), F를 제외한 4개의 원소는 F의 임계치인 3.07보다 크며

Table 6. Pairs of significantly different groups for the Hwajeol Formation on the basis of analysis of variance

Element	Group	H4	H1	H3	H2
Ca	H4				
	H1				
	H3				
	H2	*			
		Group	H2	H4	H1
Na	H2				
	H4				
	H1				
	H3	*	*		
	Group	H2	H3	H1	H4
P	H2				
	H3				
	H1				
	H4	*	*		
	Group	H4	H1	H3	H2
F	H4				
	H1				
	H3				
	H2	*			
	Group	H1	H4	H2	H3
Cl	H1				
	H4				
	H2				
	H3	*	*		

이에 따른 유의도도 F이외에는 0.05 이하로 4개의 원소는 최소한 몇 집단간에는 뚜렷한 차이가 있다. 이같은 분류양상은 판별분석에서 집단간 구분이 비교적 가능하다는 결과와도 일치한다. Ca은 H2가 10.14으로 가장 높고, H4가 9.99으로 가장 낮은 값을 나타내며, Na은 H3가 0.04로 가장 높고, H1 (0.018)과 H4 (0.014)는 비슷한 값을 나타내고, H2는 0.008으로 가장 높은 값을 나타내고, Cl은 H3 (0.05)가 가장 높은 값을 나타낸다. 특히 이 4개 원소에 의한 H2, H3과 H4사이의 구분이 뚜렷함을 알 수 있다 (표 6).

두무골층에서 산출되는 코노돈트의 각 종에 대하여 분산분석을 실시한 결과를 보면 (표 4), Ca, P 및 F은 F임계치보다 적어 이를 기준으로한 구분이 불량하여 앞서의 판별분석 및 서광수 외 (1991)의 국내 시료간 구분이 안된다는 결과와도 일치된 경향성을 보인다.

Table 7. Pairs of significantly different groups for the Dumugol Formation on the basis of analysis of variance

Element	Group	D3	D4	D2	D1
Na	D3				
	D4				
	D2				
	D1	*	*		
	Group	D3	D4	D2	D1
Cl	D3				
	D4				
	D2				
	D1	*			
	D2				
	D1	*			

한편 Na 와 Cl을 이용한 집단별 구분 유무 양상을 보면 (표 7), Na성분에 의하여 D1 (0.0948), D3 (0.0432) 및 D4 (0.0495)가, Cl성분에 의하여 D1 (0.1315)과 D3 (0.0709)가 각각 구분 가능한 것으로 나타났으며 상부로 갈수록 Na와 Cl의 양이 줄어들었다.

스웨덴 시료의 경우는 모든 원소에서 유의수준 0.05 시의 F임계치인 3.71보다 작아 구분불능으로 나타났으며, 이는 판별분석의 분류도가 매우 낮은 것과도 일치하는 결과다. 그러나, 이 결과는 서광수 외 (1991)가 제시한 Ca, Na, P 및 F 성분은 최소한 두 종 사이에서 이들 원소의 함량차가 뚜렷하다는 결과와는 상반되는 경향을 나타내는데, 이는 주로 분석수의 부족함에 기인한 것 같으며, 분석한 코노돈트 화석 종이 다름에서 기인되었을 가능성 또한 배제하기 힘들다 현재로서는 명확히 밝힐 수 없다. 두무골층 하부로 부터 상부까지 산출되는 *Drepanodus arcuatus* 한 종을 이용하여 층서별로 분류한 결과 또한 구분이 불량한 것으로 나타났다. 이는 스웨덴 시료의 경우 처럼 분석수의 절대부족에 의한 원인이 있을 수 있고, 화석대에 따른 종별 혹은 같은 종에서의 층서별차이가 모든 화석에서 뚜렷하지 않음을 반영하는 것으로 생각할 수 있다.

열처리 전후의 변화여부

스웨덴 시료와 국내 시료를 500°C 로 열 처리한 후의 색지수와 성분차이를 비교하였다. 스웨덴 시료의 가열처리 전후의 색지수의 변화는 Epstein 외 (1977)

가 제시한 지수로 1 (Munsell color: 2.5Y 7/4~8/4)로부터 5보다는 약간 높은 색지수 (Munsell color: 7.5 YR 2.5/0~2.5YR 2.5/0)로 변하였다. 국내에서 산출되는 코노돈트의 색지수가 5내외 (서광수, 1990; 이병수, 1988; 서광수 와 이하영, 1991)이며, 이러한 색지수는 300°C 이상에서의 열변성을 지시한다 (Epstein 외 1977). 이러한 국내 코노돈트의 색지수로만 볼때 국내 화석군을 산출하는 지층인 두무골층이나 화질층이 적어도 300°C 이상의 온도에서의 변성작용을 이미 받았음을 지시한다. 이러한 온도 범위는 직운산층과 홍점층 (만항층)에서 산출되는 점토광물을 이용한 변질 온도와 (이영부 와 이정후, 1993) 일치되며, 조선누층군의 상위 지층인 평안층군의 홍점층에서 산출되는 석탄의 탄화도로 부터 추정된 온도 또한 적어도 속성작용의 범주를 벗어난 저변성작용의 영향을 받았음을 지시한다 (박석환, 1990).

국내 시료중 두무골층의 *Paltodus* sp. 와 스웨덴 시료중 *Oepikodus smithensis*를 각각 열처리하여 열처리 전후의 화학조성을 비교하였다 (표 3). 국내의 코노돈트 시료는 열처리 전의 Ca와 Cl성분은 (단위포당 이온수로) 각기 10.04 및 0.06이고, 열처리 후의 값은 10.00, 0.06으로서 변화의 폭이 오차범위 내에 있을 정도로 그 변화가 감지되지 않는데 반하여, 스웨덴 시료의 경우는 열처리 전과 후의 Ca값이 9.81과 9.75로서 현저한 Ca의 감소를 나타내고 있다 (표 3참조). 이들의 분석점의 수는 국내 및 스웨덴 시료의 경우 각기 8 및 7개 점이나 분석된 개체수가 제한되어 일반화 시키기에는 다소 문제점이 있으나 고온하에서 코노돈트의 화학조성의 변화경향은 나타낸다고 볼 수 있다. 그리고 Na 과 F은 스웨덴의 열처리한 시료에서 0.15, 1.81을 나타내고, 열처리 하지 않은 시료에서는 0.17, 1.94를 나타내어, 국내의 열처리 하지 않은 시료 (Na; 0.04, F; 1.40) 보다 F의 경우 높은 값을 나타낸다. 이는 앞서의 국내, 스웨덴 시료간의 구분양상과 같은 결과를 보인다. 이는 퇴적후 변성작용을 받은 것으로 알려진 국내 시료의 경우, 열처리 과정중 원소의 이동이 상대적으로 스웨덴 시료보다 아주 적거나 거의 없는 것과는 달리 변성작용을 받지 않은 것으로 알려진 스웨덴 시료는 500°C 로 열처리시 원소의 이동이 큰 것은 스웨덴 시료가 고온하에서의 안정도가 국내 시료보다 상대적으로 낮음을 의미하는 것으로 생각된다. 그러나 스웨덴 시료의 경우 열처리한 후 F가 감소한데 반하여 국내시료는 약간 증가되는 상반된 결과를 보이는데 그 이유는 현재로서는 알 수

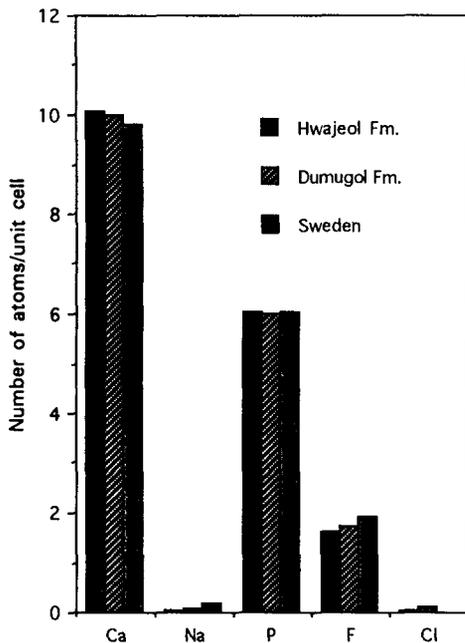


Fig. 6. Abundances of elements in conodont species from the Hwajeol and Dumugol Formation in Korea and the Planilimbata and Limbata Formation in Sweden.

없다. 또한 Cl 성분은 국내시료가 스웨덴 시료보다 높은 반면, Na 성분은 낮은 이유를 같은 원인에 의해 설명할 수 있을 것으로 생각된다. 이러한 사실은 국내에서 산출되는 코노돈트의 경우 변성작용에 의하여 이들의 색지수가 변화되었을 뿐만 아니라, 이들의 화학조성 또한 원래의 화학조성과는 다른 조성을 갖고 있는 것을 지시한다. 현재로서는 이들의 화학조성이 변성작용시 어떻게 변화되었을지를 정량·정성적으로 설명하기는 어렵다.

토 의

코노돈트 미화석은 불소인회석으로서 무기기원의 인회석과 동일 광물로 구성되어 있다. 그러나 X-선 회절 결과에 의하면 스웨덴 코노돈트 화석군에 비하여 국내 화석군은 결정도의 차이가 있을 뿐만 아니라 (서광수 외, 1991), 광물화학적 차이도 나타난다. 본 연구자들은 이미 하부 오오도비스기의 두무골층과 막골층에서 산출되는 코노돈트 화석군의 광물화학 및 층서해석에의 적용성에 관한 결과를 발표한 바 있으며 (서광수 외, 1991), 이번에는 그 시대를 캄브리아

기로 연장하여 화절층과 두무골층에서 산출되는 화석군의 광물화학적 차이를 밝혔다.

이미 앞에서 언급한 바와 같이 국내의 화절층(캠브리아기 중-상부)과 두무골층(오오도비스기 하부), 스웨덴의 하부고생대층(아레닉조)에서 산출되는 화석군 사이에서 관찰되는 일반적인 화학조성의 차이는 지질시대가 젊어질수록 Ca는 감소하고, F와 Na는 증가 함이 밝혀졌다(Fig.6). F성분의 증가는 서광수 외 (1991)의 연구결과에서도 밝혀진 바 있으며, Rhodes (1954) 도 2차적인 흡착에 의하여 지질시대가 새로워질수록 F성분이 증가한다고 하였다.

국내 시료와 스웨덴 시료간 성분상의 차이를 일으키는 가장 큰 요인은 국내 코노돈트 화석군을 산출하는 조건누층군이 받은 변성작용에 기인되는 것으로 여겨진다. 국내 코노돈트의 색지수가 전부 5이거나 이보다 약간 높은 값을 가지고 있으며(서광수 와 이하영, 1991; 이병수, 1988), 국내 코노돈트를 500°C로 열처리한 결과 일어난 미약한 색지수나 화학조성의 변화는 300°C 이상의 온도 범위에 해당되는 변성작용의 영향을 받았음을 지시한다. 이중혁 (1992)은 본 연구 대상지역 동부지역에 분포하는 평안누층군의 접촉변성작용을 연구한 결과 이들의 변성온도 범위는 400~600°C로 밝히고 있다. 본 시료채취 구역은 큰 화강암체와 바로 인접된 곳은 없으나 이러한 접촉변성작용의 영향을 받았을 가능성은 있다. 비록 그 영향이 있다 하더라도 색지수가 5로서 비교적 균일한 것은 접촉변성작용이 시료채취 구간에 따라 서로 다른 영향을 미쳤을 가능성을 배제한다. 스웨덴과 국내 시료의 화학성분의 차이는 두 지역의 퇴적환경의 차이와 서로 다른 코노돈트의 서식환경의 차이에서도 기인되었을 가능성을 배제할 수 없다.

스웨덴 화석군을 산출한 지층의 퇴적율이 1 mm/1000년(Lindström, 1964)로 보고되었으며, 국내의 두무골지층의 퇴적율은 약 10-25 mm/1000년(서광수, 1990; 서광수 와 이하영, 1991)으로 보고되어 국내 퇴적율이 높은 것으로 보고되었다. 그러나 스웨덴 오오도비스기의 퇴적층은 그 퇴적속도가 극히 낮은 대표적인 지층(Lindström, 1964)이므로 두무골층의 퇴적속도가 크게 높다고는 할 수 없다. 실제로 두무골층의 일부는 퇴적율이 낮아 석회암 단괴를 형성하였다는 보고(Kim 외 1992)가 있다. 고지리적인 면에서도 스웨덴 오오도비스기 지층의 퇴적 당시 위치는 남위 60° 내외의 고위도에 위치하였으며(Scotese and Mckerrow, 1980), 그의 코노돈트 화석군은 North At-

lantic conodont province에 속하는 것으로 고위도, 저염도형의 서식환경으로 알려지고 있다 (Bergström, 1973, 1977, 1990; Barnes and Fähræus, 1975). 반면, 국내 백운산항사대의 화절층, 두무골층 및 막골석회암의 퇴적환경은 천해저에서 퇴적되었으며 (손치무 와 정창희, 1965; Paik, 1986; Lee and Choi, 1987; 박용안 외, 1993), 두무골층은 저위도에 위치하였던 것으로 보고되었다 (서광수, 1990). Bergström (1977, 1990)에 의한 코노돈트화석을 생물구에 대비하면 한반도는 후기 캄브리아기와 전기 오오도비스기는 North American mid-continent conodont province에 속하는 저위도형으로 고염도형 (high salinity type)에 해당된다. 이와같이 서로 다른 서식 환경하에서 산출된 코노돈트 화석군의 광물화학 자료 및 이들 자료를 이용한 판별분석 결과에 의해 양 지역의 코노돈트 화석은 구분되고 (그림 5a), 이들의 절대값을 보면 실제로 국내 화석군의 경우 스웨덴 화석군에 비하여 상대적으로 높은 Cl성분을 함유하나, 반대로 Na성분은 낮은 값을 가지고 있다 (표 1). 이와 같은 결과가 생성 당시 서식환경의 차이로부터 기인한 것인지, 아니면 퇴적후의 변성작용에 기인한 것인지는 보다 여러 지역에서 산출된 코노돈트 화석을 대상으로 체계적으로 연구함으로써 해석이 가능할 것으로 생각된다. 그러나 이들 두가지 요인 (서식환경과 변성작용의 차이)이 국내와 스웨덴에서 산출되는 두 화석군의 조성차이를 갖게하는데 영향을 미쳤으며, 국내 코노돈트의 화학조성이 생존 당시의 것이 아닌 것은 분명하다.

이들 화석군의 화학조성은 분산분석과 판별분석에 의하여 집단간 중별에 따라 차이를 나타낸다. 이러한 차이는 특정 층준에서 산출되는 화석군의 화학조성의 특징으로서 구분은 가능하나, 이를 국내 캄브리아기 및 오오도비스기 지층의 층서 대비의 절대적 기준으로 일반화시켜 사용하기에는 현재까지의 결과로는 많은 문제점이 있다.

결 론

강원도 백운산 항사대의 캄브리아기 화절층과 오오도비스기 두무골층에서 산출된 코노돈트 화석과, 스웨덴 Öland섬의 하부 오오도비스기 Pfanilimbata 층과 Limbata층에서 산출되는 코노돈트 화석 시료에 대한 전자현미분석 결과, 모든 코노돈트 화석은 기 보고된 무기 기원의 불소인회석 (Deer 외 1965)과

매우 유사한 화학조성을 갖는 불소인회석으로 나타났다.

국내 코노돈트는 스웨덴 코노돈트에 비해 Na 성분은 적고 (이하 단위격자당 이온수임. 화절층: 0.022, 두무골층: 0.030, 스웨덴: 0.189), Cl 성분은 많다 (화절층: 0.030, 두무골층: 0.106, 스웨덴: 0.013). 국내 시료의 경우 Cl성분은 두무골층 코노돈트보다 화절층 코노돈트가 적게 나타난다. F성분은 국내의 두무골층 시료 (1.727)가 화절층시료 (1.634)에 비해 많고, 스웨덴 코노돈트 (1.9394)는 두무골층 시료보다 많은 것으로 나타나 일반적으로 신기 지층일수록 F성분이 증가한다는 기 보고된 결과와 일치된다.

스웨덴 시료와 국내시료를 500°C로 열 처리한 후 성분차이를 비교하였는데 색지수가 국내시료는 열처리 전과 후가 5로 나타난 반면, 스웨덴 시료는 색지수 1에서 5로 변하였다. 또한 500°C로 열처리한 전후 국내 화석군은 구성원소들 (Ca, Na, P, F 및 Cl) 모든 경우 이들 조성의 변화범위나 변화된 절대량으로서도 매우 적거나 거의 없는데 반하여, 스웨덴 시료의 경우는 변화폭이 상대적으로 국내 시료에 비하여 매우 크게 나타났다. 이러한 사실은 국내 시료가 변성작용을 받은 결과 원래의 화학조성에서 상당히 변화되었음을 지시한다.

사 사

본 연구는 1992년도 교육부 기초과학연구소 특성화 연구지원 과제인 “남한의 하부고생대층에 대한 암석, 고생물, 지구화학 및 고지자기학적 층서 연구”의 일환으로 수행되었음을 밝히고 이에 감사드린다.

참고문헌

- 김병수, 안윤기, 윤기중, 윤상운, 1988, Spss를 이용한 통계 자료 분석. 박영사, p.298-336.
- 박용안, 이용일, 백인성, 1993, 캄브로-오오도비스계 조신누층군의 퇴적환경. 대한지질학회, 춘계학술답사 안내서, 44p.
- 박석환, 1990, 삼척탄전과 충남탄전 석탄의 암석학적-지화학적 연구. 서울대학교, 지질학과, 박사학위논문, 142 P.
- 서광수, 1990, 영월-삼척 지역, 백운산항사대에 분포하는 두무골세일 (하부오오도비스계) 코노돈트 화석군과 그의 생층서. 연세대학교, 지질학과, 박사학위논문. 186p.
- 서광수, 이하영, 1991, 강원도 백운산 항사 남부에 분포하는 두무골층의 코노돈트 화석대별 암석축적비율.

- 지질학회지, 27, 200-211.
- 서광수, 이하영, 문희수, 송윤구, 1991, 백운산항사대에 분포하는 초기오도비스기 코노돈트 화석군의 광물 화학 및 층서해석에의 적용성 연구. 지질학회지, 27, 257-270.
- 손치무, 정창희, 1965, 백운산지구의 퇴적환경과 지질구조. 서울대학교 논문집 이공계, 15, 1-27.
- 이병수, 1988, 강원도 영월-삼척지역, 백운산항사대 남익부에 분포하는 화절층의 상부 캄브리아계 코노돈트 화석군과 그의 생층서. 연세대학교, 지질학과 박사학위논문, 182p.
- 이영부, 이정후, 1993, 직운산층과 만항층의 속성 및 변성작용에 대한 광물학적 연구: EPMA, TEM 연구. 한국광물학회, 제7회 학술회의 발표논문 초록, 13.
- 이종혁, 1992, 강릉-북평간에 발달하는 평안누층군의 변성작용에 관한 연구. 지질학회지, 28, 553-570.
- 조등룡, 1992, 남한에 분포하는 현생화강암류의 기원에 대한 광물 및 암석학적 연구. 연세대학교, 지질학과, 박사학위논문, 189p.
- 채서일, 김범중, 1988, SPSS/PC⁺를 이용한 통계분석, 법문사, 66-77, 104-119.
- Barnes, C. R. and Fähraeus, L. E., 1975, Provinces, communities, and the proposed nectobenthic habit of Ordovician conodontophorids. *Lethaia*, 8, 133-149.
- Bergström, S. M., 1973, Biostratigraphy and facies relations in the lower Middle Ordovician of eastern most Tennessee. *Amer. Jour. Sci.*, 273A, 261-293.
- Bergström, S. M., 1977, Early Paleozoic Biostratigraphy in the Atlantic border. In Swain, F. M. (ed.), *Stratigraphic micropaleontology of Atlantic Basin and Border lands*. Elsevier Sci.Publ. Co., 85-110.
- Bergström, S. M, 1990, Relations between conodont provincialism and the changing palaeogeography during the Early Palaeozoic. McKerrow, W. S. & Scotese, C. R. (eds.) 1990, *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*, The Geological Society London Memoir, 12, 105-121.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1965, *Rock Forming Minerals*, Vol. 5 Non-silicates, Longman, 371 p.
- Ellison, S., 1944, The composition of conodonts. *J. Paleont.* 18, 133-140.
- Epstein, A. G., Epstein, J. B., and Harris, L. D., 1977, Conodont color alteration-an index to organic metamorphism. *Geol. Sur. Prof. Pap.*, 995, .1-26.
- Kim, J. C., Lee, Y. I. and Paik, I. S., 1992, The genesis of nodular limestones in the lower Ordovician Dumugol Formation, Korea. *J. Geol. Soc. Korea*, 28, 131-141.
- Lee, Y. I. and Choi, D. K., 1987, Sedimentology of the Dumugol Formation (Lower Ordovician) in the vicinity of the Dongjeom station, Taebaeg City: a preliminary study. *J. Geol. Soc. Korea*, 23, 331-337.
- Lindström, M., 1954, Conodonts from the Lowermost Ordovician strata of South Central Sweden, *Geol., Förhandl.*, Bd.7674.
- Paik, I., 1985, Evaporite mineral casts in the Maggol Formation (Ordovician) Jangseong, Kangweondo. *J. Geol. Soc. Korea*, 21, 219-226.
- Pietzner, H., Vahl, J., Werner, H., and Ziegler, W., 1968, Zur chemischen Zusammensetzung und Mikromorphologie der Conodonten. *Paläontographica*. 128, 115-152.
- Scotese, C. R. and Mckerrow, W.S., 1980, Revised world maps in introduction. in McKerrow, W. S. and Scotese, C. R. (eds.), *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*, The Geological Society London Memoir, 12, 1-21.
- Rhodes, F. H. T., 1954, The zoological affinities of the conodonts. *Bio. Rev.*, 29, 419-452.
- Rhodes, F. H. T. and Wingard, P., 1957, Chemical composition, microstructure and affinities of the Neuru-duntiforms. *J. Paleont.* 31, 448-458.
- Wright, J., Miller, J. F., and Holser, W. T., 1987, Conodont chemostratigraphy across the Cambrian-Ordovician boundary :western USA and southeast China. In : Ronald L. Austin(ed.), *Conodont: Investigative Techniques and Applications*. Ellis Horwood Ltd., 256-283.
- Wright, J. 1990, Conodont Geochemistry: A key to the Paleozoic. *Courier Forsch. Inst. Senckenberg*, 118, P. 277-305.
- Ziegler, W. and Lindström M, M., 1981, Color and alteration: An index to organic metamorphism in conodont elements. In *Treatise on Invertebrate Paleontology*, part W, Ed. by Robinson, R.A., The Geol. Soc. Am., Inc. and the University of Kansas, 52-56.

1993년 3월 8일 원고접수