

일본 제3기 해상 퇴적분지에서서의 일라이트-스멕타이트 속성작용

손병국

한국지질자원연구원 석유해저자원연구부(sbk@rock25t.kigam.re.kr)

1. 서론

스멕타이트가 주성분인 이질 퇴적물에서 매몰심도와 온도가 증가함에 따라 스멕타이트는 일라이트-스멕타이트 혼합층 광물(I-S)을 거쳐 일라이트로 변해가는 점토광물 속성작용에 대해서 세계의 여러 퇴적분지에서 연구되어 왔다 (Hower et al., 1976; Son and Yoshimura, 1997; Son et al., 2001). 매몰심도의 증가에 따라 매몰온도도 증가하게 되며, 온도증가에 따라 일라이트 성분층의 양은 증가하는 반면 스멕타이트 성분층의 함량은 감소한다. 또한 일라이트 성분층의 비가 50% 이하이고 스멕타이트 성분층이 50% 이상인 초기 저온조건에서는 두 성분층은 불규칙 배열 상태의 일라이트-스멕타이트 혼합층광물(R=0 I-S)을 형성한다. 그러나 매몰온도가 더욱 증가되면 스멕타이트 성분층의 함량이 감소하고 일라이트 성분층의 함량이 50%를 넘게 될 때, 두 성분층은 규칙배열의 일라이트-스멕타이트 혼합층 광물 (R=1 I-S)을 형성하게 된다. 이와 같이 스멕타이트 성분층이 감소하고 일라이트 성분층이 증가하면서 R=0 I-S에서 R=1 I-S로 전이되는 과정의 메카니즘에 대해서는 아직도 확실하게 밝혀지지 않았다. 그러나 이와 같은 I-S 변화는 온도에 지배된다는 것이 명확하기 때문에 퇴적층의 속성작용 정도의 지시자 또는 매몰온도의 지시자로서 사용되어 왔다 (Pollastro, 1990). 특히 유기물을 다량 함유하고 있는 퇴적층에서 석유가 생성되는 온도조건과 R=1 I-S가 나타나는 온도가 거의 일치되기 때문에 일라이트-스멕타이트의 연구결과는 석유탐사에서 많이 응용되어 왔다.

우리나라의 육상에 분포하는 퇴적층인 포항지역의 제3기 지층에서는 퇴적층의 두께가 얇고 매몰온도가 낮기 때문에 R=0 I-S만 산출되고 있다 (Son, 1996). 또한 중생대 경상분지의 퇴적층은 온도가 매우 높아 이미 일라이트-스멕타이트 혼합층 광물의 단계를 거의 지난 상태이며, 일라이트만이 산출되고 있다 (손병국 외, 1994). 그러므로, 우리나라의 육상에 분포하고 있는 퇴적층에서는 매몰온도의 증가에 따른 일라이트-스멕타이트 혼합층광물의 점이적인 변화과정을 관찰할 수 없다. 따라서 이 연구는 일본 아키타 지역의 석유시추공에서 나타나는 일라이트-스멕타이트 혼합층 광물의 점이적 변화과정을 광물학적 및 화학적으로 밝히고자 수행한 연구이다.

2. 시료 및 실험방법

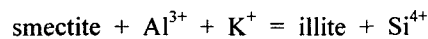
석유탐사를 위하여 일본 아키타현의 해상에서 마이오세에서 플라이스토세에 이르는 퇴적층을 관통하여 시추한 4,802 m 시추공 시료에서 약 200 m 간격으로 이질 암편시료를 채취하였다. 이질암 시료에서 2 μm 이하 입도의 시료와 0.2 μm 이하 입도의 점토만을 분리하여 X-선회절분석을 한 결과 2 μm 이하 시료에는 다양한 점토광물이 혼합되어 있어 일라이트-스멕타이트 혼합층광물의 변화를 관찰할 수 없었다. 그러나 0.2 μm 이하 입도의 시료는 거의 일라이트-스멕타이트 혼합층광물만으로 구성되어 있어 이 시료들에 대하여 자세한 정밀 X-선회절분석을 실시하였으며 NEWMOD 프로그램을 이용하여 일라이트 성분층과 스멕타이트 성분층의 비를 정량적으로 구하였다. 또한 다른 점토광물이 섞이지 않은 거의 순수한 I-S

에 대해서는 EPMA에 의하여 화학분석을 실시하였다.

3. 결과 및 토의

X-선 회절분석과 NEWMOD 시뮬레이션에 의한 I-S의 일라이트 성분층과 스멕타이트 성분층의 변화가 아래의 그림과 같이 매몰심도에 따라 뚜렷하게 나타난다. 즉, 매몰심도가 증가함에 따라 스멕타이트 성분층은 감소하며 일라이트 성분층은 증가하여 간다. 또한 약 4,000 m에서는 R=0 불규칙 배열의 I-S가 R=1 규칙배열의 I-S로 변화된다. 일라이트 성분층의 증가 경향에서 특별히 눈에 띄는 것은 약 2,500 m에서 일라이트 성분층의 증가 경향이 잠시 줄어드는 경향을 보이는 데, 이것은 이 심도에서 대규모의 트러스트 역단층에 의하여 지층이 중복되어 나타나기 때문인 것으로 생각된다.

I-S 시료의 화학분석 결과에 의하면, 매몰심도가 증가함에 따라 SiO₂의 함량은 감소하고 Al₂O₃의 함량과 K₂O의 함량은 증가하는 것이 뚜렷하게 나타난다. 또한 분석치를 분석하여 본 결과 매몰심도가 증가함에 따라, 사면체층에서의 전하가 증가하는 경향도 나타난다. 이와 같은 분석결과에 의하면 사면체내의 Si 대신 Al이 교대됨에 따라 사면체의 전하량이 증가하고 이를 보상하기 위하여 K의 함량도 증가되는 것을 알 수 있다. 이와 같이 스멕타이트에서 일라이트로 변화하여 가는 과정은 다음 반응식으로 정의 될 수 있다.

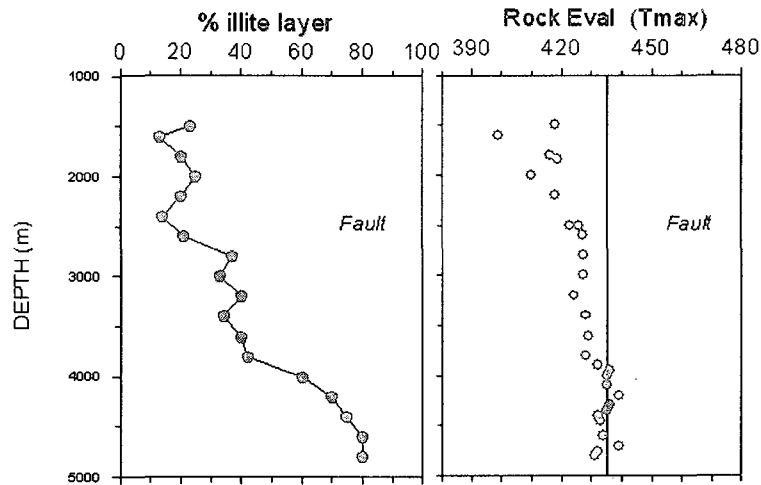


이 반응이 이루어지기 위해서는 외부로부터 K의 유입이 요구된다. K-장석 함량의 매몰심도에 따른 변화를 분석한 결과, 매몰심도의 증가에 따른 감소가 나타난다. 따라서 일라이트-스멕타이트의 반응에 필요한 K는 K-장석의 용해에 의하여 공급된 것으로 생각된다.

R=0 I-S에서 R=1 I-S로 전이되는 심도는 약 4,000 m이다. 일반적으로 이때의 온도를 약 100°C의 매몰 고지온인 것으로 해석한다. 분석된 이질암 내의 유기물에 대하여 RockEval 열분석을 실시하여 본 결과 매몰온도 100°C를 지시하는 RockEval 온도 435°C 도 약 4,000 m에서 도달된다. 그러나 이지역의 현재 지온구배 (3.04°C/100m)를 고려하면 약 3,000 m에서 100°C에 도달해야 된다. 이와 같은 불일치는 이 지역이 최근의 횡압력에 의하여 역단층이 형성되고(2,500m 부근) 지층이 중복되었기 때문에 상대적으로 하반에 해당되는 지층들의 매몰심도는 더욱 깊어져 약 1,000 m의 고지온의 차이가 나타나는 것으로 생각된다.

4. 결론

이 연구는 일라이트-스멕타이트(I-S)의 속성변화과정을 광물학적 및 화학적으로 잘 보여주고 있다. 또한, 이 I-S 변화를 추적하면 지층의 고지온을 추정할 수 있음을 명백하게 증명해 주고 있다. 보통 퇴적지층의 고지온은 탄질물의 반사도 등에 의하여 추적할 수 있는 것으로 알려져 있지만 실제로 탄질물은 모든 지층에서 산출되는 경우는 드물다. 이에 비하여 스멕타이트나 일라이트 점토광물은 거의 모든 퇴적층에서 산출되기 때문에 지층의 고지온을 추정하기 위해서는 점토광물 연구가 유용한 지시자가 될 수 있다.



5. 참고문헌

- 손병국, 정태진, 오재호, 광영훈 (1994) 의성지역 경상누층군의 열적진화와 속성작용, 한국석유지질학회지, 2, 83-90.
- Hower, J., Eslinger, E.V., Hower, M.E., and Perry, E.A. (1976) Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical chemical evidence. Geological Society of American Bulletin, 87, 725-737.
- Pollastro, R. M., (1993) Considerations and applications of the smectite/illite geothermometer in hydrocarbon-bearing rocks of Miocene to Mississippian age. Clays and Clay Minerals, 41, 119-133.
- Son, B.-K. and Yoshimura, T. (1997) The smectite-to-illite transition in the Koyoshigawaoki well in the Akita sedimentary basin, Northeast Japan. Clay Science, 10, 163-183.
- Son, B.-K. (1996) Mineralogy and diagenesis of interstratified I/S in the Tertiary Yeonil sediment, SE Korea. Clay Science, 9, 359-384.
- Son, B.-K., Yoshimura, T., and Fukasawa, H. (2001) Diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectites from alternating beds in Miocene and Pleistocene rocks of the Niigata basin, Japan. Clays and Clay Minerals, 49, 333-346.