

# 제주도 해안 지하수의 염수침입 개연성

이상호 (한국수자원공사)

## 1. 序 論

### 1.1 연구배경 및 목적

濟州道는 목포에서 南으로 140km, 부산에서 西南으로 298km 떨어진 한반도의 서남향 북태평양상에 위치하고 있으며, 濟州本島와 牛島를 비롯한 62개 부속도서(유인도8, 무인도54)로 구성되어 있다. 제주도의 用水이용은 1960년대 중반까지만 하더라도 비위생적인 奉天水(빗물을 받아두었다가 사용)를 食水로 사용하는 비참한 실정에 있었다. 그러나 제1차 경제개발 5개년 계획의 수립과 아울러 1962년부터 1963년까지 물문제 해결을 위한 局地的 지질조사를 국립지질조사소(現 한국 자원연구소)가 수행한 결과 제주도의 지하에는 풍부한 量의 지하수가 賦存되어 있음이 알려지게 되었다. 1971-1972년에는 廣域地質 및 지하수 賦存 가능성 조사가 농업 진흥공사에 의해 실시된 후 이를 기초로 본격적인 지하수 개발이 추진되기 시작하여 제주도의 用水문제는 일대 전환기를 맞이하였다.

韓國 水資源公社에서는 1981-1982년도에 本道の 급증하는 用水需要에 대처하기 위해 수자원 장기종합 계획과 예비타당성 조사를 실시하였으며 1989년부터 1991년의 3년에 걸쳐 제주도 지하수 조사사업의 일환으로 기존조사 및 시추자료를 분석하고 지역별로 광역 및 정밀 지질조사와 물리탐사, 시추조사 등을 실시하였다. 또한 수위국 3개소 우량국 4개소를 설치함과 아울러 지하수 수리특성 조사공을 설치하고 댐 및 지하수 개발 가능 지점 지질조사를 실시하였다. 그 후에도 용수개발에 대한 노력을 傾注하여 中山間 개발의 기본계획 및 실시설계를 수행하였으며(한국수자원공사 1992), 최근에는 제주도 수자원 종합개발 계획을 수립하기에 이르렀다(한국수자원공사 1993).

濟州本島의 主 構成 岩石인 火山岩은 투수성이 매우 커서 多雨 지역임에도 불구하고 지표수의 유출이 제한되어 있다. 따라서 지하수는 제주도 전체 주민의 생활, 산업을 뒷받침하는 유일한 수자원이다. 그런데 지난 20여년간 제주도에서는 원예농가의 증가 및 대형화, 가축 사육두수의 증가, 골프장 개발, 휴양시설의 증가 등으로 지하수의 오염이 확대되어 왔다. 또한 해안의 일부 지역에서는 海水의 침투에 의하여 지하수 鹽度의 증가가 보고되었으며 鹽度의 증가가 심한곳은 지하수 관정을 폐쇄하기에 이르렀다.

이러한 鹽度의 증가는 過剩揚水에 의한 것이라는 의견이 있으나 상세한 원인규명이 수행되지는 못한 실정이다. 본 연구에서는 海水浸透의 현상을 수학적으로 모의하여 지하수의 鹽度 증가에 대한 蓋然性을 파악하려고 한다.

## 1.2 연구내용 및 범위

海水의 지하수 침투현상은 유체의 역학적 불균형에 의한 지하수 흐름과 유체내에 포함된 물질의 이동이 결합된 결과이다. 이러한 현상이 수학적 모델로 모의되기 위해서는 지하수 흐름의 지배력과 특정 물질의 농도가 흐름의 경계면에서 정의되어야 하고 水理地質學的 특성인 水理傳導度(hydraulic conductivity)와 分散指數(dispersivity)가 지하수 흐름공간 안에서 정의되어야 한다. 만일 역학적 변수인 지하수위와 특정물질의 농도 등 미지수들이 장기간 연속적으로 관측되었다면 지하수 대수층의 水理傳導度, 分散指數 등의 매개변수가 推定될 수 있고 이렇게 補正된(calibrated) 모델은 미래의 상황에 대한 예측 결과를 제시할 수 있다.

제주도의 지하수 관정 개발당시의 揚水 시험자료를 이용하여 水理傳導度를 구하였으나 이 값은 대수층 전체를 대표할 수 있는 값이라기보다 관정설치 부위에 대한 국지적인 값일 뿐이다. 따라서 전체 지하수체의 거동을 파악하기 위해서는 深部試錐에 의한 지질구조 파악과 광역적인 水理傳導度 推定이 선행되어야 하나 아직까지 이루어지지 않은 실정이다. 또한 지하수를 개발하기 시작한 1970년대 초반만 하더라도 오염문제에 관한 인식이 매우 부족하였으므로 물질이동 현상의 매개변수인 分散指數를 推定하기 위한 노력이 전무하였다. 최근에 와서야 쓰레기 매립장 주변의 침출수 문제등 지하수 환경문제가 급격히 대두되면서 分散指數를 推定하기 위한 노력이 이루어지고 있으나 아직까지도 제주도에는 이러한 시도가 없었다.

지하수 거동 파악에는 장기적인 지하수위 변화 관측이 가장 기본이 되나 제주도에서는 지금까지 간헐적 관측만이 시행되어 왔을 뿐이다. 그리고 또 하나의 미지수인 특정 물질의 鹽度를 측정된 자료는 지하수위 관측자료 보다도 훨씬 양이 작아서 연차적인 변화상황의 추측만이 가능할 뿐이다.

위와 같은 사실들을 海水의 지하수 침투문제와 결부한다면, 수학적 模擬模型으로 海水침투 현상을 분석, 평가하고 미래의 시나리오 조건 하에서 예측을 수행하기에는 여러

가지 관측, 조사자료가 제대로 갖추어져 있지 못하다고 말할 수 있다. 이러한 조건에서 수학적 模擬模型을 가지고 할 수 있는 일은 적절한 가정에 의한 시험적 模擬와 물리적 현상의 이해로서, 매개변수의 불확실성이 있다고 하여도 그에 의한 결과를 분석하여 가치있는 예측자료로서 활용할 수 있다.

위와같이 제주도의 지하수 거동 관련 자료가 빈약하여 본 연구에서는, 海水의 침입현상에 대한 정확한 模擬 보다는 그 蓋然性의 파악에 중점을 두었다. 부연하자면 가용한 조사자료로부터 매개변수, 미지수의 경계조건 등을 설정하고 그에 대한 결과 시나리오를 작성하여 海水浸透 현상에 대한 이해를 넓히는 반면, 특정 조건에 대한 예측을 수행하고자 하였다.

## 2. 제주도 지하수의 산출 특성

### 2.1 제주도의 형성

최순학(1988)의 연구보고에 따르면, 제주도(그림 1)는 第三紀末 플라이오 세로부터 第四紀(지금으로부터 약 7-2백만년전)에 걸친 수십회의 火山活動에 의하여 형성된 火山島로서 火山활동은 역사시대까지도 계속되어 AD 1002, 1007, 1455, 1670년에 있었다는 기록이 있다.

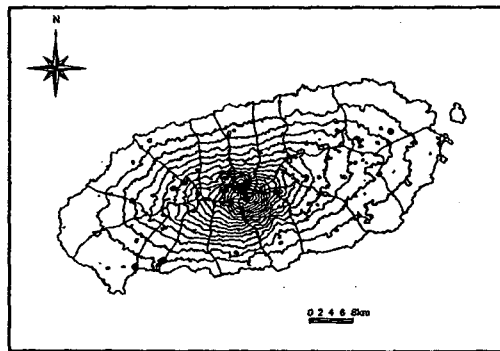


그림 1. 제주도(지형도 및 행정구역 경계)

제주도는 海水準面 이하 약 300m 하부에 분포할 것으로 推定되는 결정질 기반암으로부터 분출되어, N70E 방향의 長軸 약 74km, 남북방향의 短軸 약 32km를 갖는 타원형

循狀火山體로 구성되어 있다. 제주도의 형성에 관한 견해는 여러가지가 있으나, 최순화(1985)의 이론에 따르면 3단계로 설명될 수 있다. 제 1단계는 섬의 구릉지나 해안지대를 형성한 熔岩대지 형성단계로 알칼리 현무암류 라바의 해저분출로부터 시작되었다. 제2단계에서는 한라산체 형성 단계로 中央火道를 中心으로 화산활동이 전개되어 粗面岩類 마그마의 유출로 한라산 돔을 형성하였다. 마지막 단계에서는 한라산을 중심으로 동서로 발달된 裂谷帶(rift zone) 주변을 따라 기생화산을 형성하였다.

## 2.2 지표수 및 용출수

本島에는 한라산과 동서장축을 분수령으로 30여 개의 하천이 복류 또는 남류하며, 평탄한 熔岩대지를 이루고 있는 동서부 지역에는 하천이 거의 형성되어 있지 않다. 이들 하천의 대부분은 강우시에 일시에 급류하는 乾川이며, 연중 물이 흐르는 하천은 7-8개소이나 이들은 모두 河口가까이에 있는 湧出水에 그 水源을 두고 있다.

湧出水는 一種의 지하수로서 두가지 형태로 분류될 수 있다. 하나는 降水가 水理地質學的 構造線을 따라 下部로 流下하다가 不透水層을 만나 이의 수직강하가 이루어지지 못한 채 地表로 스며나와 형성된 소위 宙水(perched water) 지하수로서 대부분 高地帶에서의 上位湧出水를 이루고 있으며, 또 하나는 二次균열을 통하여 오랫동안 地下로 침투한 지하수가 水理地質學的 勾配를 따라 海안변으로 流動하여 海面과 接하게 되어 용출되는 基底湧出水이다. 湧出水는 島 全域에 散在하고 있으나 주로 海안선을 따라 용출되고 있으며 極히 一部가 高地帶(해발 700m 이상)와 山岳地帶(어승생, 영실 등)에서 용출되고 있다.

## 2.3 지하수 賦存상태

降水는 大部分 地表面이나 溪谷을 따라 바다로 유출되고 極히 一部分은 지표의 節理 및 裂隙을 따라 지하로 스며들게 된다. 한편 제주도는 火山島 特有의 지질조건에 따라 沖積層의 발달이 아주 빈약하여 육지부에서와 같이 沖積層을 기반으로 한 지하수 賦存은 기대하기 어렵다. 本道 지하수 賦存을 결정해 주는 主 構造要因은 크게 두 가지로 大別되는데 透水性要素와 不透水性要素가 그것이다.

前者는 節理와 裂隙을 들 수 있으며 後者는 緻密質岩石과 古期 토양, 卽 paleosols

라 할 수 있다. 古期 火成碎屑物은 보통 粘土粉을 含有하고 있어 不透水性으로 간주되나 엄밀히 관찰해보면 半透水性 요인에 속한다. 本道가 여러 種類의 熔岩流가 쌓이고 쌓여 형성된 火山島라 함은 전술한 바 있거니와 이들 熔岩流는 각기 다른 방향과 규모를 가졌을 뿐더러 화학 성분이 상이하며 섬의 여러곳으로 유출되었다.

玄武岩質 熔岩流는 유동성이 크고 개스가 풍부하여 냉각된 후 多孔質이며 節理가 발달된 岩石을 형성하나, 粗面岩 및 安山岩質 熔岩流 등은 유동성이 작고 개스 함유량도 작아 냉각되면 氣孔 발달이 불량한 암석을 이룬다.

투수성요소로서의 節理는 一次와 二次로 구분할 수 있는 바 一次 節理는 냉각과정중에 각 熔岩流의 상하부로부터 중심부를 향해 형성되는데 대부분 熔岩流 전체를 가로질러 형성되지 못하고 중앙부는 그대로 남아있다. 그러므로 節理는 한 방향으로만 열려져 있으나 다른 방향으로만 닫혀져 있어서, 지하수를 含有할 수 있으나 流動通路 역할을 할 수는 없다. 따라서 이들 節理는 本道の 지하수 循環에는 아무런 의미를 갖지 않는 요인이다.

熔岩이 냉각된 후 어느정도의 시간(地質學的인 시간)이 경과되면 본 熔岩내에는 二次적인 균열이 형성된다. 이들은 주로 지체 구조운동과 局部的인 접촉변성작용 및 풍화작용의 결과에 기인된 것이다.

또한 二次균열의 규모는 다양하여 그 길이에 있어서 數 cm에서 數百 m 이고 그 幅에 있어서는 數 cm에 이른다. 二次균열은 一次와 달리 모든 種類의 암석을 절단하여(때로는 지표 가까이까지) 지하수 流路形成에 아주 중요한 역할을 한다. 제주도 지하수의 主流路를 형성하는 것은 바로 이 二次균열로서, 垂直으로 발달되어 있을 때에는 急速한 유동현상이 일어난다.

추가할 수 있는 투수성요인으로는 크린커(clinker)와 多樣한 空洞(void), 라바튜브 등을 들 수 있다. 이들은 二次空隙과 함께 양호한 지하수 유동 통로가 될 수 있다. 한편 paleosols는 불투수층으로서 지하수의 下降을 차단해 주는 중요한 역할을 해주고 있다. 이들 paleosols는 모든 종류의 熔岩流가 토양이나 점토 또는 火山碎屑物을 덮어 유출할 때 이들을 고온으로 구어(baked)서 만들어 지게 되며 보통 10-60 cm의 두께를 갖고, 불투수성이며 적색을 띤다. 이는 노출된 단단한 암석 위를 熔岩이 흘러 갈 때는 생성되지 않는다. 실제로 本道の 수많은 심부 시추 및 鑿井結果로 얻어진 암석 코아 사이에는 많은 paleosols가 挾在되어 있음을 볼 수 있다. 熔岩유출 형성의 다양성으로 인하여 하

부 熔岩流 사이에 挾在되어 있는 paleosols는 그 연장이나 규모면에서 다양하고 不連續의 이다. 그러므로 지하로 침투된 강수는 이들 층에서 遮斷되기도 하고, 斜角을 갖고 분포하는 곳에서는 그 傾斜를 따라 流下하기도 한다.

이상은 本道の 지하수를 賦存시킬 수 있는 水理地質學的, 구조적 요인에 대해 논술한 것으로 이를 요약해 보면 투수성요소로서는 節理와 火山碎屑層, 크린커 및 熔岩터널 등을 들 수 있으며 불투수성요소로는 치밀질의 조면암과 安山岩類와 paleosols이며 경우에 따라서는 古期 火成碎屑物이라 할 수 있다. 이들 두 부류의 요소가 바로 本道の 지하수 賦存과 그 産狀을 결정해 주는 主因子이다.

강수는 지표로 유출 또는 증발되는 양을 제외하고 중력에 의해 투수성의 二次균열을 통해 지하로 침투된다. 이들은 연속성의 二次 均열을 따라 流下하다가 불투수층인 緻密 質岩石이나 점토층에 이르러 더 이상의 垂直降下를 방해받게 되면 所謂 宙水(perched water)를 형성한다. 이들 宙水는 불투수층이 끝나거나 二次균열이 열려진 곳을 따라 또 다른 불투수층을 만날 때까지 流下하여 여러개의 perched aquifer를 형성하며 또한 불투수층의 勾配를 따라 서서히 흘러 지표로 용출하게 되어 상위용출수를 형성한다. 本道에는 이러한 宙水 형태의 용출수가 고지대에 散在되어 있는데 영실, 어승생구구곡 등이 좋은 예이다. 반면에 강수가 지하로 침투하는 과정에서 불투수층에 의해 遮斷되지 않고 그대로 基底로 유입되면, 바다와 接하는 海岸邊에서는 해안용출수로, 섬 하부에서는 所謂 基底 지하수로 존재한다.

지하수 및 지표수 用水開發을 위하여 조사한 지질자료(한국 수자원 공사 1990; 1992) 등에 의하면 제주도 지하수의 주 대수층 역할은 火山碎屑層과 크린커(clinker) 층으로서, 포화대 굴진 구간중 이들 未固結 火山碎屑層과 크린커층의 구성비는 약 20% 정도이다. 일반적으로 제주도에서 가장 투수성이 양호한 암석은 長石取攬石玄武岩(FOB)으로서 이들은 보통 3m 이하 두께의 火山岩과 크린커층이 서로 互層을 이루고 있고 그 연장성은 100m를 초과하지 않는 것으로 推定된다(한국수자원공사 1993). 괴상의 안산암질 조면암은 일반적으로 FOB에 비해 투수성이 낮아 암 자체로는 불투수층이라 할 수 있으나, 이들 층사이에 내재된 크린커층은 매우 양호한 대수층을 이룬다.

## 2.4 海水의 지하수 침투

1992년 현재 제주도 내의 개발 관정은 3,619개로서 이중 관용관정이 371개소이고 사설 관정이 2,798개 이다. 이들 중 水理地質學的인 자료가 비교적 정비되어 있는 관정은 약 450개에 달한다. 관정의 분포는 해안 쪽에 치중되어 있고 서부지역이 특히 조밀하다. 일부 관정은 해안에 매우 근접하여 존재한다. 해안 지역의 지하수는 내륙과는 상이한 상태로 賦存되는데 그 원인은 海水와 접해있기 때문이다. 海水는 淡水에 비해 큰 밀도(1.025)를 가지고 있고 밀도에 의한 水頭는 지하수 흐름의 한 지배력이 된다. 이러한 지하수 밀도류를 따라 내륙으로 이동한 海水는 지하수의 鹽度を 증가시키고, 내륙의 水頭와 평형을 이루는 영역을 주위로 海水와 淡水의 鹽度 점이대가 형성된다. 만일 지하수 관정을 이러한 鹽度 점이대에 설치하게 되면 높은 鹽度の 지하수가 산출될 것이다. 또한 점이대가 아닐지라도 그 주변에 설치된 관정에서 많은 양의 揚水가 있으면 海水의 지하수 침투가 확장되어 鹽도가 높아 질 것이다. 제주도의 관정 중 일부는 鹽도가 증가되고 있다는 조사자료들이 계속 알려지고 있다.

지금까지 제주도 지하수의 海水浸透 현상을 설명하는데 사용된 이론은 Ghyben-Herzberg 원리 정도였다. 그러나 이 이론은 海水와 담수의 경계면이 확연히 구분되어 있어 鹽度分布의 漸移과정을 설명하지 못하고 있으며 揚水의 영향등 지하수 거동에 대한 정보를 제공하지 못한다. 본 연구에서는 3차원 지하수 밀도류의 模擬 프로그램을 사용하여 海水浸透의 물리적 현상을 파악하고 揚水의 영향을 분석하려고 한다.

### 3. 海水浸透 模擬模型

#### 3.1 模型 선정

적절한 模型을 도입하기 위하여 공공목적 또는 상업목적의 소프트웨어 소개서들을 수집하였다. 지하수 문제에 대한 소프트웨어 공급기관으로서 두개 기관의 소개서를 얻을 수 있었는데, 하나는 교육, 연구, 소프트웨어 분배의 기능을 가진 국제기관의 책자로서 IGWMC SOFTWARE CATALOG(1993)이고, 하나는 상업목적의 자료로서 미국 Washington에 소재를 둔 Scientific Software Group의 소개서이다. 이들을 분석한 결과 두개의 模型이 海水浸透 현상을 模擬할 수 있다는 것을 확인하였다. SUTRA는 2차원 模型으로서 포화, 비포화 흐름을 模擬할 수 있고 SWICHA(Geotrans 1991)는 海水浸透 模擬를 주목적으로 한 3차원 模型으로서 포화흐름을 模擬한다.

관정에 의한 揚水와 海水浸透 현상을 동시에 模擬하기 위해서는 2차원 模型보다 3차원 模型이 필요하고 SWICHA는 海水침투 模擬를 전문적으로 다룬 프로그램이므로 이를 채택하여 연구를 수행하였다.

### 3.2 지배방정식 및 수치해법

SWICHA코드는 포화된 다공성매질(saturated porous media)에서 용질의 밀도의존 이동(density-dependent solute transport)과 單一狀 유체의 흐름을 模擬하기 위하여 개발되었다(Huyakorn et al. 1987).

유체의 밀도변화가 용해된 용질 농도만의 함수라면, 가변 밀도 유체의 대수층 흐름을 지배하는 방정식들은 유체의 체적평형과 용질의 질량평형식으로 이루어진다. SWICHA에서 사용한 유체의 질량 평형식은 Bear(1979)의 책에 기술된 일반적인 유체 질량 평형식의 항들을 고려하여 유도되었다. 대수층 매질의 연직압축성과 물의 압축성을 고려하고 압력대신 水頭를 기본 미지수로 사용하면 다음의 식이 유도된다.

$$\frac{\partial}{\partial x_i} [K_{ij} (\frac{\partial h}{\partial x_j} + \eta c e_j)] + \frac{1}{\rho_o} A = S_s \frac{\partial h}{\partial t} + \phi \eta \frac{\partial c}{\partial t} - \frac{\rho^* q}{\rho_o} \quad (1)$$

$$A = \frac{\partial}{\partial x_i} (D_{ij} \frac{\partial \rho}{\partial x_j}) - \frac{\partial [\theta_s \rho_s K_d (\rho - \rho_o)]}{\partial t} - \theta_s \rho_s K_d \lambda (\rho - \rho_o) - \phi \lambda (\rho - \rho_o) \quad (2)$$

여기서  $S_s$ 는 比貯溜量(specific storage),  $K_{ij}$ 는 水理傳導度,  $h$ 는 水頭,  $c$ 는 용질의 농도,  $e_j$ 는 연직방향의 단위벡터,  $\phi$ 는 공극률,  $\rho^*$ 는 생성/소멸되는 유체의 밀도,  $\rho_o$ 는 기준(淡水) 밀도,  $q$ 는 생성/소멸 항,  $D_{ij}$ 는 分散係數,  $\theta_s$ 는 固體狀의 체적,  $\rho_s$ 는 固體狀의 밀도,  $K_d$ 는 분포계수,  $\lambda$ 는 분해상수이다.

물질의 移送, 擴散을 기술하는 방정식은 다음식으로 표시된다.

$$\frac{\partial}{\partial x_i} (D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j}) - V_i \frac{\partial c}{\partial x_i} = \phi \frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial [\rho_s \phi_s K_d c]}{\partial t} + \phi R \lambda c + q(c - c^*) \quad (3)$$

유체흐름과 물질 이동 결합 방정식의 해는 초기조건과 경계조건을 필요로 한다. 유체 흐름방정식의 초기 및 경계조건은 다음과 같다.

$$h(x_i, 0) = h_o(x_i) \quad (4)$$



$$h(x, t) = h \text{ on } B_1 \quad (5)$$

그리고

$$V_i n_i = -V_n \text{ on } B_2 \quad (6)$$

여기서  $h_0$ 는 초기水頭이고,  $h$ 는 경계  $B_1$ 에서의 水頭,  $n_i$ 는  $B_2$  경계에서의 外向 단위 벡터이고 그 경계에서의 유체 플럭스는  $-V_n$ 으로 주어진다.  $V_n$ 의 부호는 유입을 나타낼 때 정(+), 유출을 나타낼 때 부(-)이다.

· 물질이동 방정식의 초기 및 경계조건은 다음과 같다.

$$c(X_i, 0) = c_0 \quad (7)$$

$$c(X_i, t) = c \text{ on } B_1 \quad (8)$$

$$D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j} n_i = q_c^D \text{ on } B_2 \quad (9)$$

$$D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j} n_i - V_i n_i c = q_c^T \text{ on } B_3 \quad (10)$$

여기서  $B_1$ 은 농도가  $c$ 로 주어진 경계이고,  $B_2$ 는 용질의 질량 분산 플럭스가  $q_c^D$ 로 주어진 경계이며,  $B_3$ 는 총용질의 질량 플럭스가  $q_c^T$ 로 주어진 경계이다.

위의 지배방정식은 Galerkin 有限要素法으로 해를 구한다. 有限要素法으로 이산화한 비선형 방정식의 해는 Picard 반복계산법으로 구하며 이는 차원이 큰 행렬식의 해를 구하는 한 방법이다.

## 4. 模型의 적용

### 4.1 대상지역의 선정

제주도의 지하수 관정에서 鹽度가 기준치를 초과하여 검출되는 곳은 동부의 구좌, 성산, 서부의 대정, 북부의 제주시 등이다. 이 중에서도 가장 큰 鹽度 수치를 나타내는 곳은 구좌, 성산 지역으로 2,000 mg/l를 넘는 곳도 있으며 특히 해안 1 km까지는 그 함량이 1,000 mg/l을 초과하여 農業用水로도 이용이 불가능할 정도이다. 1989년 농업진흥공

사에서 조사한 기설관정의 鹽度 수치에 의하면(광주지방 환경청 1991) 지하수 鹽度가 개발 당시보다 현저히 높아지고 있으며 해안에 인접한 관정일수록 이러한 현상이 두드러진다. 수자원공사(1993)의 전기傳導度 변화 추이 분석자료도 이같은 오염진행 상황을 입증하고 있다.

그림 2는 제주도의 관정 분포를 표시하고 있으며 1993년 수자원공사의 관정 수질조사 자료중에서 D-19, D-57 관정의 鹽度를 제시하였다. 구좌지역의 지하수 관정은 다른 지역보다 밀도가 작으며 해안선을 따라서 일직선으로 늘어서 있다. 이지역은 가장 큰 鹽度분포를 나타내므로 이들 관정에 대한 가상적인 模擬를 수행하였다. 관정들은 해안선에서 약 2km 내외에 위치하고 있으므로 대표적으로 D-19 관정에 대하여 模擬하였다. D-19 관정으로부터 내륙쪽으로 약 1km 떨어진 지점에 또하나의 관정이 있으나 이는 무시하였고 폭 200 m 길이 약 3,000 m의 직육면체를 지하수 模擬 대상 영역으로 삼았다.

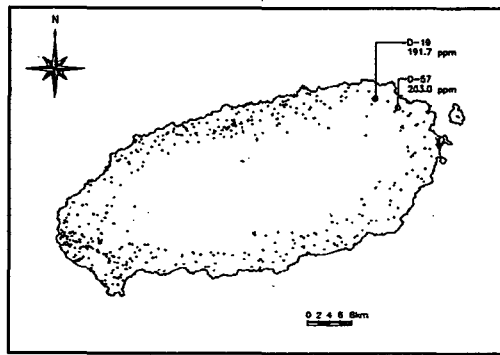


그림 2. 제주도 지하수 관정 분포

## 4.2 유한요소 격자 및 경계조건

해안선은 당연히 불규칙한 모양을 이루고 있으나 본 연구에서는 직선으로 간단히 하였다. 만일 해안선을 따라 긴 길이를 대상영역으로 하였을 때는 이를 고려하는 것이 마땅하지만, 해안선에 수직인 막대모양 직육면체를 해석영역으로 삼았으므로 이를 무시하였다. 또한 해안선에 수직인 양쪽 측면은 유선과 일치한다는 가정을 하였다. 보통 제주도의 등 수위선은 등고선과 평행한 형태를 이룬다고 분석되고 있으므로 이는 합리적인 가정이라고 생각된다. 결국 해안쪽의 지하수 흐름방향으로 긴 육면체를 대상영역으

로 하였다.

지하수면이 이동하면 대상영역의 경계가 변한다. 그러나 SWICHA는 이를 고려하지 못한다. 제주도 구좌 지역의 해안가는 기저 지하수가 형성되어 있으므로 해석 영역이 자유수면까지 되어야 하지만 본 연구에서는 평균 海水準面을 흐름의 상부 경계로 삼았다. 지하수 대수층의 총 두께를 약 100 m로 선정한 것은 주변의 深部試錐 자료로부터 推定한 것이다. 深部溫泉을 조사하기 위한 조사공은 총 7개가 있는데 이 중 동부지역의 자료는 두개이다. 이들은 지표에서 海水準面 아래 약 100 m까지 FOB 층을 이루고 그 아래는 불투수층으로 간주될 수 있는 지층이 형성되어 있다. 시추자료가 빈약하지만 이 들로부터 구좌지역의 불투수 경계를 推定하였다.

그림 3은 간략화 시킨 대상영역을 보여주고 있다. 관정을 중심으로 대칭구조를 이루고 있으므로 半만을 실제 해석 영역으로 사용하였다. 내륙으로부터 22개의 해석면을 설정하였는데 그 간격은 관정 주위에서 조밀하게 하였다. 해안선에 직각인 수직 방향의 분할은 20 m씩 균등하게 하였다. 수평방향으로의 분할은 海水準面에서 작게, 깊은 심도에서는 크게 하였다. 직육면체의 옆면에서 본 유한요소망은 그림 4와 같다. 이로써 총 1,452개의 격자, 1,050개의 요소로 분할하여 유한요소망을 형성하였다.

그림 5는 경계조건을 설명하고 있다. 내륙쪽 경계조건은 지하수위 水頭로써 설정하였다. 해안에서 약 3 km 떨어진 곳의 地下水 等水位線圖를 살펴보면 水頭  $h$ 는 약 1.5 m-2 m 사이에 있으므로 이 범위의 값을 선택하였다. 또한 내륙쪽 물질 농도 조건은  $c=0$ 으로 하였다. 해수쪽에서는 해수면에서  $h=0$ ,  $ac/\partial n=0$ 으로 하고  $h=0.025d$ ( $d$ 는 해수면으로부터의 깊이)의 水頭條件과 鹽度條件을  $c=1$ 로 하였다.  $ac/\partial n=0$ 의 위치는  $\delta Q/k$ 로( $\delta=40$ ) 계산할 때  $40*22(TD)/450(m/day)=1.96$  m이므로  $h=0$ 인 곳에서만 설정하였다. (22TD와  $k_h=450m/day$ 에 대해서는 후술한다.)

하부와 상부 측면은 모두 불투수 조건을 사용하였다.

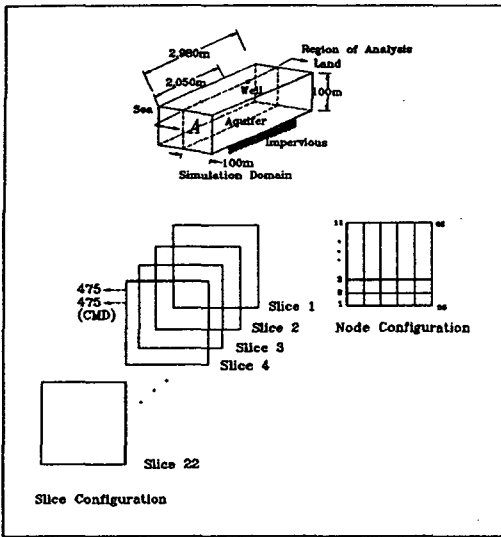


그림 3. 有限要素 해석 대상 영역

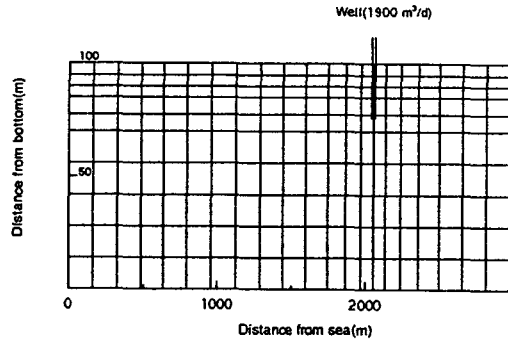


그림 4. 연직면의 有限要素網

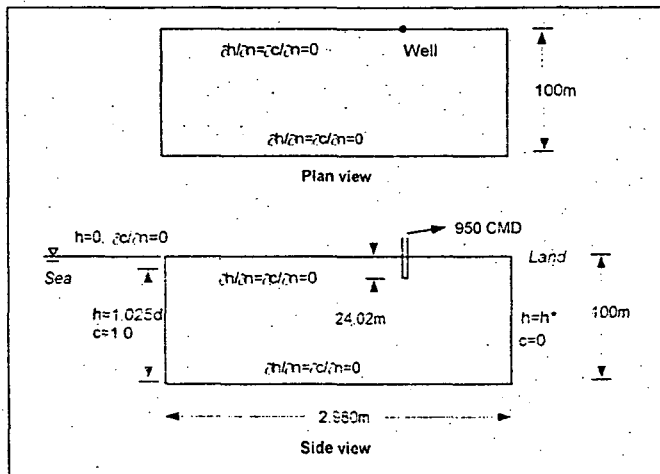


그림 5. 경계조건

### 4.3 水理 傳導度

제주도 북제주군 구좌면의 27개소 관정에 대한 개발 당시의 양수시험 성과를 분석한

결과 水理傳導度  $k(\text{m/day})$ 는 평균 211로서 최소 0.0498과 최대 1540 까지 보고된바 있다 (한국 수자원 공사 1993). 그러나 이 값들은 대수층 전체 두께에 대하여 揚水시험하여 결정된 값이 아니고 단지 관정 심도에 국한된 값으로서 광역적으로 전 대수층을 대표한다기 보다는 개개의 관정에 관한 값이다.

한편 Mink(한국 수자원 공사 1993)는 동부 지역의 전체적인 水理傳導度を 推定하였는데 지하수위가 전반적인 대수층 매개변수에 지배된다는 점에서 유용한 자료로 생각된다. Mink는 지하수위  $h$ , 단위 폭당 유량  $q$ 가  $k$ 와 맺고 있는 관계로부터 간접적으로 水理傳導度を 推定하였는데 다음과 같다.

지하수위-거리 자료를 통계적인 기법으로 처리하여  $k$ 를 구하는 데에는 다음과 같은 기본적인 관계식이 이용되었다.

$$q = 41 k h^2 / 2x \tag{11}$$

여기서  $q$ 는 대수층 전체 두께를 통한 단위 폭당 유량이며,  $k$ 는 水理傳導度,  $h$ 는 水頭(해발 지하수위),  $x$ 는 통상 비피압 렌즈에서 해안선에 해당되는 유출구로부터의 거리이다. 그리고 41은 수정 Ghyben-Herzberg 상수이며,  $q$ 와  $k$ 는 상수,  $x$ 와  $h$ 는 변수이다.

지하수위를 통계적으로 평가하기 위하여  $q/k$ 를 지표로 하였으며 물 수지 분석을 통하여  $q$ 를 결정하면  $k$ 를 구할 수 있다.  $q/k$ 를 분석하는데 총 60개의 수위 측정자료를 사용하였다.  $q/k > 0.20$ 인 값은 너무 커서 基底 렌즈의 형태에는 부합되지 않는다고 본다. 0.01보다 작은 값은 물수지 분석에 의한  $q=22TD$ 를 적용할 경우  $k=2200 \text{ m/d}$ 를 초과하므로 제외하였다.

0.01 <  $q/k$  < 0.20 범위에 해당하는 측정자료는 42개로서 이의 중간값은 0.0550이며, 평균은 0.0617이다.  $q$ 가 22TD이면,  $k$ 는 367 m/d로 계산된다.

좀 더 정확한 분석을 위하여 上下限을 0.01 <  $q/k$  < 0.10으로 선정하면 그 자료수는 36개로서 평균은 0.0488, 중간값은 0.0500이다. 대표값으로 0.0488을 취한 경우  $k$ 는 450 m/d 이다.

참고고 하와이의 Ohau 남부에서는 백년간의 자료로부터 推定된 현무암 매질의 대수층 상수가 정확히 밝혀져 있는데 그 값은 457 m/d 이다. 이는 수평방향의 水理傳導度로서 해석적 분석 및 수치模擬에 적용되고 있으며 수직방향의 水理傳導度は 일반적으로 수평 방향 값의 15%를 취하고 있다.

본 연구에서는 위의 推定값을 바탕으로  $k_h=k_{xx}=k_{zz}=450$  m/d,  $k_{yy}=67.5$  m/d(연직방향)를 기본 자료로 사용하였다.

#### 4.4 分散指數

물질의 移送, 擴散 현상의 특성을 나타내는 매개변수는 분산계수(D ; dispersion coefficient)로 정의된다. 이는 흐름속도와 分散指數(dispersivity) 및 고려대상 오염물의 대상 매체에 대한 分子擴散 계수에 따라 좌우된다. 본 연구에서 分子擴散은 무시하고 있으므로 分散係數를 결정하는 주 요인은 分散指數이다. 그러나 제주도에 대하여 分散指數를 결정하기 위한 현장시험을 수행한 예가 없으므로 推定하기가 매우 어렵다. 본 연구에서는 국내외의 몇가지 자료로부터 推定한 값을 사용하였으나, 매우 큰 불확실성이 있다. 分散指數에 대하여 한정상 박사로부터 자문을 받은 자료의 일부를 소개하면 다음과 같다.

국내 결정질 파쇄매체에서 실시한 현장 水理分散 시험 결과에 의거하여 구한 縱分散指數는 매질 자체의 불균질성에 따라 최소 0.3 m에서 최대 460 m에 이르며 풍화대와 연암의 縱 分散指數는 0.294-4.8 m 정도로 확인되었다.

分散指數는 시험대상매체의 불균질성(heterogeneity)에 따라 변하는 규모종속(scale dependant)인자이다. 외국의 경우 파쇄된 현무암의 縱 分散指數는 대체적으로 91-134.1 m에 이른다. 그러나 分散指數는 많은 조사자에 의해 그 값이 규모종속관계를 나타내고 있음이 판명되었다. Fried는 1975년에 시험대상 매질의 규모에 따라 global scale-1인 경우에는  $\alpha_L$ 을 100 m 이상으로 제시한 바 있다(한정상 1988).

본 연구에서는  $\alpha_L = 40m$ ,  $\alpha_T = 20m$ 로서 주된 결과를 기술하였고 민감도를 분석하였다.

#### 4.5 模擬 결과

현재 제주도 지하수의 鹽度 증가 원인으로 가장 크게 논의되고 있는 것은 過剩揚水 문제이다. 따라서 관정이 없는 경우와 있는 경우에 대한 模擬 결과를 분석하였다. 먼저 내륙쪽의 경계조건을 1.72m로 고정하고서 1900 m<sup>3</sup>/day의 揚水가 있을 때 海水準面상의 격자점에서 水頭의 형상을 도시하였다(그림 6). 海水準面과 관정이 교차하는 부

분(격자점 473)은 水頭가 1.34m이지만 揚水를 하지 않을 때 1.57 m로서 약 0.23 m의 차이가 있다.

관정을 포함한 연직면의 2차원 유속분포는 그림 7과 같으며 수면하 약 50 m 아래부터는 내륙방향의 유속 벡터가 형성된다. 내륙방향의 유속은 해안선에서 약 1,500 m 떨어진 지점까지 형성된다. 揚水의 영향으로 관정주위로 매우 큰 유속이 형성되며 내륙 쪽에서는 上下의 구분이 없이 전반적으로 큰 유속이 형성된다.

지하수의 상대 염분 농도는 관정 상부(격자점 471)에서 약 0.0078로 계산되었다(그림 8). 제주도 주변의 海水 염분 농도를 17,200-34,000 mg/l로 할 때 134-265 mg/l의 크기를 가졌다. 즉 음용수 수질 기준인 150 mg/l를 초과할 수 있는 정도의 鹽度가 계산되었다. 揚水를 하지 않을 때는(그림 9) 상대 농도가 0.000020로서 음용수로서의 문제가 발생하지 않는다. 한편 제주도 동부지역은 타 지역과 달리 패사 사구층의 존재가 확인되고 있고(제주도 수자원 연구회 1991) 지하수 관정 개발 당시부터 많은 양의 염분이 검출되었다. 이러한 조건이 초기조건으로서 부여된다면 계산된 결과보다 훨씬 큰 양의 염분이 계산될 것이다.

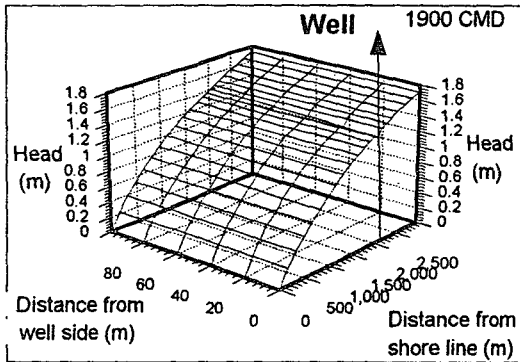


그림 6. 海水準面에서의 水頭 평면

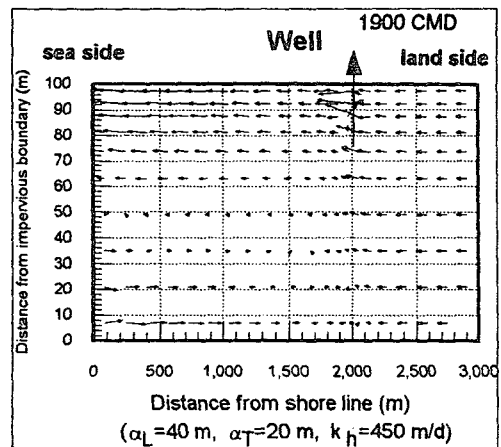


그림 7. 연직면 2차원 유속 분포

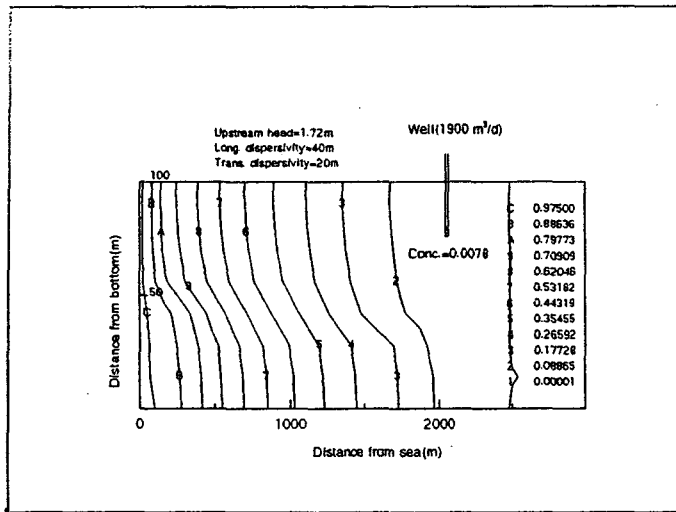


그림 8. 상대 염분 농도의 연직 2차원 분포(양수량 1900 m<sup>3</sup>/d)

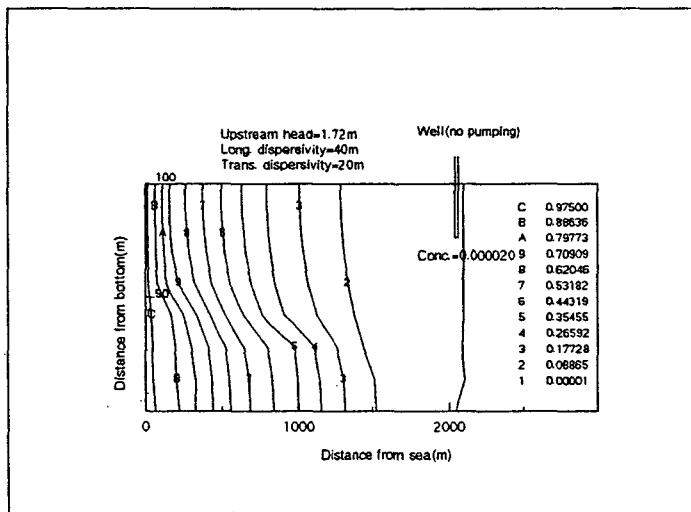


그림 9. 상대 염분 농도의 연직 2차원 분포(양수량 0 m<sup>3</sup>/d)

#### 4.6 민감도 분석

揚水量的 변화, 내륙쪽 Dirichlet 경계조건, 수평 水理傳導度( $k_h$ ), 分散指數등의 변화에 따른 鹽度の 민감성을 분석하였다. 우선 揚水량을 1/2(950 m<sup>3</sup>/day)로 줄였을때 관정주



위의 상대농도는 0.00051로서 1,900 m<sup>3</sup>/day일 때보다 크게 축소되었다.(그림 10) 결과는 현재의 오염상황을 揚水量 조정에 의해 제어할 수 있다는 점을 의미한다. 해안지역 지하수의 염분농도를 지배하는 가장 큰 요소는 내륙쪽의 Dirichlet 경계조건으로서, 水頭 1.8 m를 경계로 그 보다 작은 값에서는 관정 주변의 鹽度가 급격히 증가하였다(그림 11). 그러나 이 조건은 쉽게 제어할 수 없는 것이므로 특별한 대책이 없는 한 降雨과 같은 자연 상태의 물수지에 의존될 것이다. 이 조건이 주는 정보를 이용한다면 지질조건에 의하여 염수 침입이 억제되지 않는 이상 지하수위가 위와 같은 한계 이하로 떨어지는 지역에서는 管井개발을 하지 않는 것이 좋다고 볼 수 있다. 수평 水理傳導度를 280 m/day로 변경시키면 0.089의 등 농도선이 揚水하지 않는 경우와 비교하여 약 400 m 내륙쪽으로 이동하였다(그림 12). 이 결과에서 보는 바와 같이 수평수리전도도는 매우 중요한 매개변수 이므로 장기적인 연속관측을 행하여 기본적으로 추정해야할 요소이다. 縱 分散指數를 40 m로 고정하고  $\alpha_L$ 를 축소시키면 연직방향의 농도차가 심화되고 증가시키면 연직방향의 농도차가 작아진다. 본 연구에서  $\alpha_L$ ,  $\alpha_T$ 를 가정하였지만 이들도 반드시 추정해야하는 주 매개변수임을 알 수 있다.

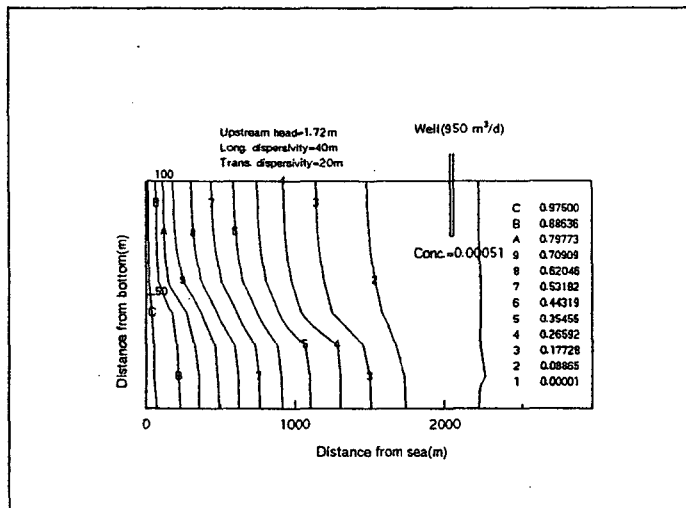


그림 10. 상대 염분 농도의 연직 2차원 분포(양수량 950 m<sup>3</sup>/d)

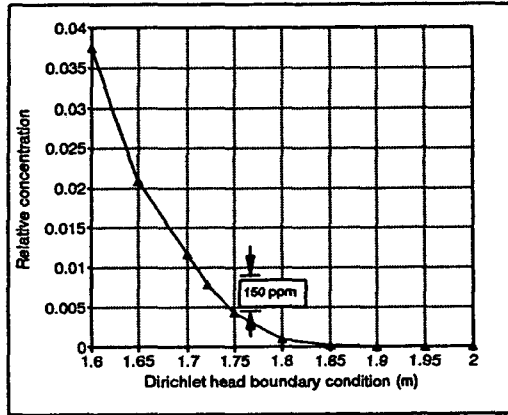


그림 11. 내륙 경계조건 변화에 대한 관정주위의 상대 염분 농도

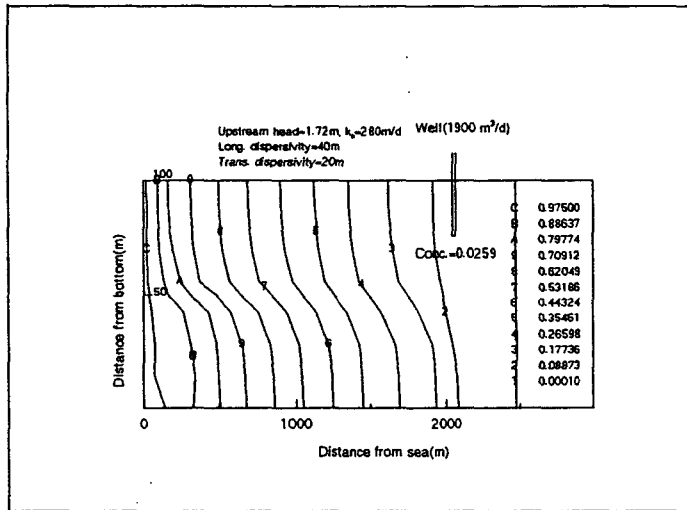


그림 12. 상대 염분 농도의 연직 2차원 분포( $k=280\text{ m/d}$ )

### 5. 결론 및 향후과제

최근 濟州道의 唯一한 用水原이라 할 수 있는 지하수의 오염실태가 밝혀지면서 지하수의 鹽度증가가 큰 관심사로 대두되고 있다. 동부지역은 그 중에서도 가장 큰 오염 양상을 나타내므로 실제 현황과 유사한 자료로써 염수 침입을 模擬하였다. 水理傳導度는 관정개발시 수평 水理傳導度의 개념으로만 推定하였는데, 지하수층 전체 두께에 대한

자료가 아니고 부분 관통정에 의한 자료이다. 즉 제주도 전역에 대하여 심부 지질조사가 시행되지 않고 지하수 개발이 수행되었다. 이에 따라 본 연구에서는 水理傳導度로 Mink의 자문에 의한 推定값 450 m/day를 사용하였다. 그리고 分散指數의 推定을 위한 시험 등이 전혀 수행되지 않아 가정한 값을 사용하였다. 이와 같이 매개변수에 매우 큰 불확실성이 있으므로 민감도 분석을 수행하였다.

주요한 결과로서는 현재의 미비된 자료를 가지고서도 揚水에 의한 鹽度 증가를 충분히 확인할 수 있었고 揚水量을 감소시키면 어느정도 鹽度を 낮출 수 있음을 알 수 있었다. 내륙쪽의 지하수위는 물질 이동에 가장 큰 영향을 미치는 인자임을 模擬 결과로부터 알 수 있었고 이를 관측하여 非定常 境界조건을 설정한다면 보다 신뢰적인 결과를 얻을 수 있을 것이다. 수평 水理傳導度와 縱 分散指數도 鹽度擴散에 영향을 미치는 인자로서 이러한 매개변수들을 다시 推定해야 한다.

앞으로 광역 상수도 개념에 의한 지하수 개발 및 공급이 이루어질 예정인데 염수 침입 문제와 관련하여 선행되어야 할 사항이 매우 많다. 우선 연속적인 지하수위 관측정 운영과 鹽度の 심부별 측정을 수행하여야 하고 分散指數 시험을 하여야 한다. 이러한 관측결과로부터 水理傳導度, 分散指數 등을 정밀하게 推定하고 미지수의 境界조건을 적절히 설정해야 한다. 이런 작업이 선행되어야 보다 확실한 海水浸透 상황을 模擬할 수 있을 것이다.

## 參 考 文 獻

광주지방 환경청 (1991). 제주도 환경보전 종합대책, 4-101

윤정수 (1991). “제주 동부지역 지하수의 고염도 요인에 관한 지질학적 고찰,” 제주도 수자원의 합리적인 개발과 보전방향에 관한 심포지엄 주제발표자료(요약), 제주도 수자원 연구회, 85-107.

최순학 (1985). “제주지역 水理地質 조사 연구,” 국토 이용 지질 조사 연구, 85-20호, 165-242

최순학 (1988). “제주도의 형성과 지하수 특성,” 국제화 시대의 제주도 연구, 제주도 연구회, 제4차 전국학술대회.

한국 수자원공사 (1990). 제주도 수자원 조사 보고서.

한국 수자원공사 (1992). 제주도 중산간 용수개발 기본계획 및 실시설계 보고서.

한국 수자원공사 (1993). 제주도 수자원 종합개발 계획 수립 보고서.

한정상 (1988). 環境 水理地質學, 119.

Bear, J. (1979). Hydraulics of Groundwater, McGraw-Hill, New York. A-23.

GeoTrans (1991). SWICHA : A Three-Dimensional Finite-Element Code for Analyzing Seawater Intrusion in Coastal Aquifers, Version 5.05, Code Documentation, Virginia.

Huyarkorn, P. S., Andersen, P. E., Mercer, J. W., and White, H. O. Jr. (1987). “Saltwater

**Intrusion in Aquifers: Development and Testing of a Three-Dimensional Finite Element Model," Water Resources Research, Vol. 23(2), 293-312.**

**IGWMC (1993). IGWMC SOFTWARE CATALOG.**