

반복적 비선형역산에 의한 2차원 지질구조의 중력자료 해석 연구

고진석* · 양승진**

A Study on Interpretation of Gravity Data on Two-Dimensional Geologic Structures by Iterative Nonlinear Inverse

Chin-Surk Ko* and Seung-Jin Yang**

ABSTRACT: In this paper, the iterative least-squares inversion method is used to determine shapes and density contrasts of 2-D structures from the gravity data. The 2-D structures are represented by their cross-sections of N-sided polygons with density contrasts which are constant or varying with depth. Gravity data are calculated by theoretical formulas for the above structure models. The data are considered as observed ones and used for inversions. The inversions are performed by the following processes: 1) polygon's vertices and density contrast are initially assumed, 2) gravity are calculated for the assumed model and error between the true (observed) and calculated gravity are determined, 3) new vertices and density contrast are determined from the error by using the damped least-squares inversion method, and 4) final model is determined when the error is very small. Results of this study show that the shape and density contrast of each model are accurately determined when the density contrast is constant or vertical density gradient is known. In case where the density gradient is unknown, the inversion gives incorrect results. But the shape and density gradient of the model are determined when the surface density contrast is known.

서 론

중력자료의 해석은 주위 암석과 이상질량체 간의 밀도차에 기인한 중력이상을 분석하므로써 광역적인 지각구조 규명, 퇴적층의 층후변화 및 광체의 부존가능성 평가 등 다양한 활용성을 가지고 있다.

중력자료 해석의 한 방법으로서 지하모형을 가정하고 이에 대한 중력이론치를 계산하여 측정치와 계산치가 거의 일치할 때까지 지하모형을 최소자승 반복적 역산법에 의해 수정하는 방법이 이용되고 있다. 이호영 등 (1985)은 marquardt법 (Lines 등, 1984)등을 이용하여 지하구조를 직사각형 각주로 구성된 2차원의 2층구조로 가정하여 중력자료의 역산을 하였다. 또한 노철환 등 (1989)은 지층을 2차원 직사각형 각주로 구분하여 여러 역산법을 이용하여 심도를 구하고 역산의 정확성과 수렴을 비교한 바 있다. Pedersen (1977)과 신창수 (1980)는 Lanczos (1961) 및 Jackson (1972)의 역산이론을 이용하여 중력과 자력 자료를 해석하는 연구를 수행한 바 있다.

본 연구에서는 지하모형을 다각형모형으로 간주하고 최소자승 반복법을 이용하여 중력측정치로부터 이상질량체의 형태와 위치 및 밀도차를 역산해 보기로 한다. 즉, 이상질량체의 단면을 2차원의 다각형 지층모형으로 가정하여 Talwani 등(1959)의 식에 의해 중력계산치를 구한 후, 이 계산값에서 실제모형의 다각형 정점좌표와 밀도차를 구한다. 초기가정치인 다각형 정점의 좌표와 밀도차를 여러가지로 가정하였을 때, 역산의 정확성 및 반복회수별 수렴을 검토하며 밀도가 심도에 따라 수직으로 증가할 경우의 역산 결과를 검토하고 수직 밀도 구배의 변화에 따른 해석의 한계성과 밀도구배 역산을 관찰한다.

지하모형의 중력치 계산

지하모형의 선택은 지하구조를 최대한 반영하고 중력측정치로부터 지하구조의 역산을 용이하게 하도록 선정하는게 유리하다. 본 연구에서는 지하모형을 2차원 다각형모형으로 간주하고 이 모형과 주위 암석이 일정한 밀도차를 갖는 경우와 다각형 내의 밀도차가 수직심도에 따라 구배를 가지고 변하는 경우에 대해 중력해석을 고찰한다.

Fig. 1과 같은 2차원 다각형 이상질량체에 의한 지표상의 임의의 점 P (0,0)에서의 수직 중력이상치 Δg_z 는 (Talwani 등,

*조선대학교 자원공학과 (Dept. of Min. and Petrol. Eng., Chosun Univ., Kwangju 501-759, Korea)

**한양대학교 자원공학과 (Dept. of Mineral Resources Eng., Hanyang Univ., Seoul 133-791, Korea)

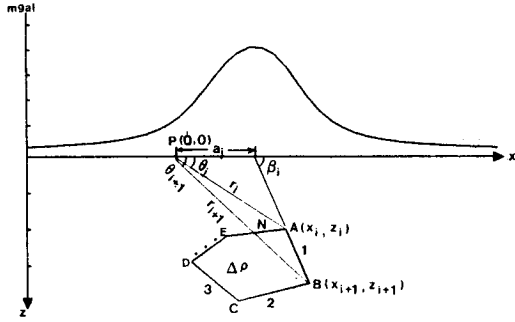


Fig. 1. The N-sided polygon model used for computation of gravity anomaly.

$$\Delta g_z = 2G\Delta\rho \sum_{i=1}^n W_i \tag{1}$$

1959)이며, 여기서 $\Delta\rho$ 는 이상질량체와 주위 암석 간의 밀도차, G 는 중력상수, n 는 다각형 변의 갯수 이고 W_i 는 다음과 같다.

$$W_i = a \sin\beta \cos\beta [\theta - \theta_{i+1} + \tan\theta \ln \frac{\cos\theta(\tan\theta - \tan\beta)}{\cos\theta_{i+1}(\tan\theta_{i+1} - \tan\beta)}]$$

$$= \alpha \sin\beta [\sin\beta(\ln r_{i+1} - \ln r_i) - \cos\beta(\theta_{i+1} - \theta)]$$

$$\theta = \tan^{-1}(z/x_i) \quad \theta_{i+1} = \tan^{-1}(z_{i+1}/x_{i+1})$$

$$r_i = (x_i^2 + z^2)^{1/2} \quad r_{i+1} = (x_{i+1}^2 + z_{i+1}^2)^{1/2}$$

$$\beta = \tan^{-1}[(z_{i+1} - z)/(x_{i+1} - x_i)]$$

$$\alpha = x_{i+1} - z_{i+1} [(x_{i+1} - x_i)/(z_{i+1} - z)]$$

그리고 주위 암석과 일정한 밀도차를 가진 J 개의 다각형 구조에서의 수직 중력이상치는

$$\Delta g_z = 2G \sum_{j=1}^J (\Delta\rho_j \sum_{i=1}^{n_j} W_i) \tag{2}$$

이며, 여기서 n_j 및 $\Delta\rho_j$ 는 j 번째 다각형 변의 수 및 밀도차이다. 지하암석의 밀도는 일반적으로 심도에 따라 증가하며 이를 1차식으로 나타낼 때,

$$\rho(z) = \rho(0) + mz \tag{3}$$

이다. 여기서 $\rho(0)$ 는 지표면에서의 밀도차이며, m 는 수직 밀도 구배이다.

Fig. 1에서 이상질량체의 밀도차가 식 (3)과 같이 변할 때, 측정점 $P(0,0)$ 에서의 수직 중력이상치는 (Murthy 등, 1979)

$$\Delta g_z = 2G \sum_{i=1}^n A [\rho(0)(\sin\beta(\ln r_{i+1} - \ln r_i) - \cos\beta(\theta_{i+1} - \theta))$$

$$- \frac{m}{2} \cdot A(\sin 2\beta(\ln r_{i+1} - \ln r_i) - \cos 2\beta(\theta_{i+1} - \theta))]$$

$$+ \frac{m}{2} \cdot \sin\beta(z_{i+1} - z_i)] \tag{4}$$

이다. 여기서 $A = \alpha \sin\beta$ 이며, 기타 요소들은 식 (1)에서와 같다.

최소자승 반복적 비선형 역산 방법

본 논문에서의 중력자료에 대한 반복적 역산은 지하에 2차원 다각형모형을 초기 가정하고 이에 대한 중력이상치를 계산하여 이 계산치와 실제 중력측정치가 같아지도록 다각형 정점들의 위치와 밀도차를 최소자승 역산법에 의해 반복적으로 수정하는 것이다. 실제 지층구조에서 N 개의 측정치를

$$\bar{d} = (d_1, d_2, \dots, d_N)^T \tag{5}$$

라 하고, 구하고자 하는 M 개의 미지수인 지층요소 즉, 밀도차와 정점의 x 좌표 및 z 좌표들을

$$\bar{P} = (P_1, P_2, \dots, P_M)^T \tag{6}$$

라 하고, 위 \bar{P} 에 대해 계산되는 중력치를

$$\bar{u}(\bar{P}) = (u_1(\bar{P}), u_2(\bar{P}), \dots, u_N(\bar{P}))^T \tag{7}$$

라할 때, 역산은 $\bar{u}(\bar{P})$ 가 \bar{d} 에 접근하도록 \bar{P} 의 값을 결정하는 것이다.

실제 지층요소가 P_j ($j=1 \sim M$)인 지표상의 i 번째 ($i=1 \sim N$) 측정에서의 중력측정치를 $d_i(P_j)$ 라하고, 지층요소를 P_j^0 라 가정한 지층에 대해 계산된 중력계산치를 $u_i(P_j^0)$ 이라 할 때 Taylor 급수 전개를 하면

$$d_i(P_j) = u_i(P_j^0) + \frac{\partial u_i(P_j)}{\partial P_j} \Big|_{P_j=P_j^0} (P_j - P_j^0) + \frac{\partial^2 u_i(P_j)}{\partial P_j^2} \Big|_{P_j=P_j^0} (P_j - P_j^0)^2 + \dots \tag{8}$$

이 되며, 위 식에서 $d_i(P_j) - u_i(P_j^0) \cong \Delta S$

$$\frac{\partial u_i(P_j)}{\partial P_j} \Big|_{P_j=P_j^0} \equiv J_{ij}$$

$$P_j - P_j^0 = \Delta P_j$$

라 하고, 2차항 이상의 고차항을 e 라 할 때 식 (8)을 행렬식으로 표시하면 다음과 같다.

$$\Delta S = J \Delta P + e \tag{9}$$

중력계산치가 매개변수 P 의 1차식인 경우에는 ($e=0$), $\Delta P = J^{-1} \Delta S$ 에 의해 반복과정이 없이 ΔP 가 구해질 수 있으나 중력

계산치가 밀도차와 정점의 x, z 좌표 등이 매개변수들의 1차 함수가 아님으로 ($e \neq 0$), 오차의 제곱합 $e^T(e)$ 이 최소가 되게 하는 최소자승 반복적 비선형 역산법으로 ΔP 를 구한다. 즉, 최소자승 반복법에 의한 Gauss-Newton 해는 (Lines 등, 1984)

$$\Delta P = (J^T J)^{-1} J^T e \quad (10)$$

이 된다. 단, 위식에서 $J^T J$ 행렬이 0 (singular)일 때는 해를 구할 수 없고 이 행렬이 0에 가까우면 해가 발산하거나 또는 반복과정에서의 해의 수렴이 늦어진다. 이런 단점을 보완하기 위해 Levenberg & Marguardt법 (Lines 등, 1984)을 이용한다.

$$\Delta P = (J^T J + \lambda I)^{-1} J^T e \quad (11)$$

위식에서 λ 는 작은상수 (0.1~0.01)인 Damping factor 이고 I 는 단위행렬이다.

본 연구에서는 자코비안의 성분인 편미분치 계산을 수치적 방법과 해석적 방법으로 구하였다. 중력 계산을 나타내는 식 (1), (2) 및 (4)는 정점 좌표 (x, y)의 복잡한 함수이므로 간단히 미분할 수 없어 편미분치를 수치적 방법인 중심 차분법 (Central difference method)에 의해

$$\frac{\partial u_i}{\partial P_i} = \frac{u_i(x + \Delta x) - u_i(x - \Delta x)}{2\Delta x} \quad (12)$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial P_i} = \frac{u_i(z + \Delta z) - u_i(z - \Delta z)}{2\Delta z} \quad (13)$$

으로 결정하였다. 여기서 $\Delta x, \Delta z$ 는 임의의 작은 값으로 하였으며, 이 값은 역산 과정에서 조정할 수 있다.

그리고 밀도차의 편미분치는 식(1) 및 식(4)를 미분하여

$$\frac{\partial u_i}{\partial P_{\Delta\rho}} = 2G \sum_{i=1}^n w_i \quad (14)$$

또는

$$\frac{\partial u_i}{\partial P_{\Delta\rho}} = 2G \sum_{i=1}^n a_i \sin\beta_i (\sin\beta_i (\ln r_{i+1} - \ln r_i) - \cos\beta_i (\theta_{i+1} - \theta_i)) \quad (15)$$

이며, 수직 밀도 구배의 편미분치도 식(4)를 미분하여 해석적으로 구한다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_i}{\partial P_m} = & 2G \cdot \sum_{i=1}^n a_i \sin\beta_i \left(-\frac{1}{2} \cdot a_i \sin\beta_i \right. \\ & (\sin 2\beta_i (\ln r_{i+1} - \ln r_i) - \cos 2\beta_i (\theta_{i+1} - \theta_i)) \\ & \left. + \frac{1}{2} \cdot \sin\beta_i (Z_{i+1} - Z_i) \right) \quad (16) \end{aligned}$$

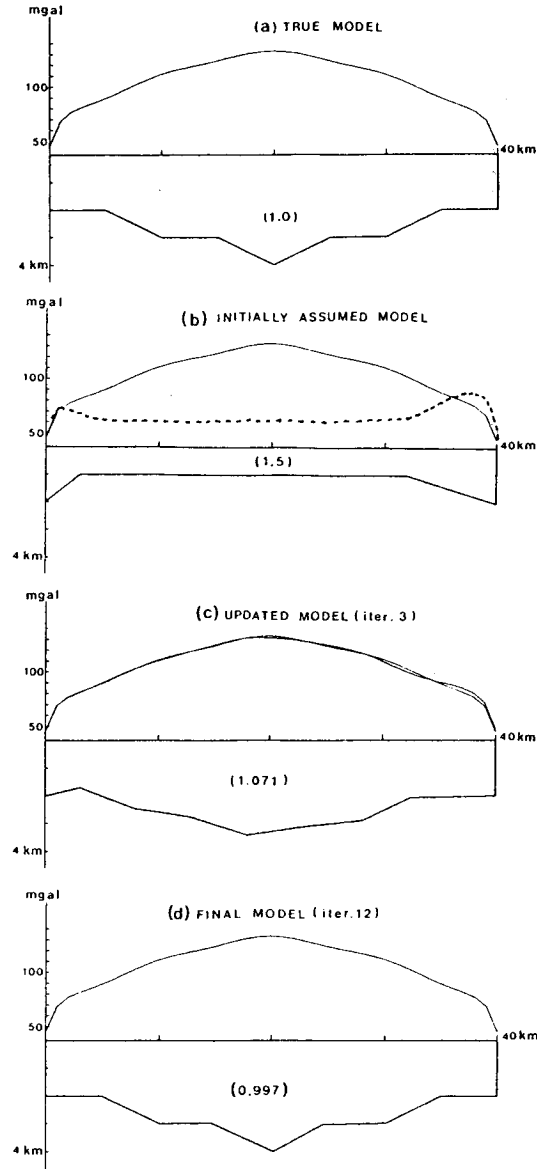


Fig. 2. Inversion of simple model : (a) gravity profile (solid line) on the true model, (b) initially assumed model (dotted line), (c) updated model after 3 iterations and (d) final model after 12 iterations of the inverse procedure. Number in brackets indicates density contrast in gm/cm³.

모든 매개변수 변화벡터 ΔP 가 무제한 진동하는 것을 방지하기 위해 제한된 범위 내에서 변화시켜 수렴을 향상시켰다. 본 역산에서는 $J^T J$ 의 대각요소에 더해진 식 (11)의 감쇠인자는 이 행렬이 특이하게 되는 것을 방지하며, 수렴할 경우 감쇠인자의 크기를 줄이고 발산할 경우는 증가시킨 감쇠 최소자승법을 사용하였으며 감쇠인자는 0.1에서 0.001을 선택하였다.

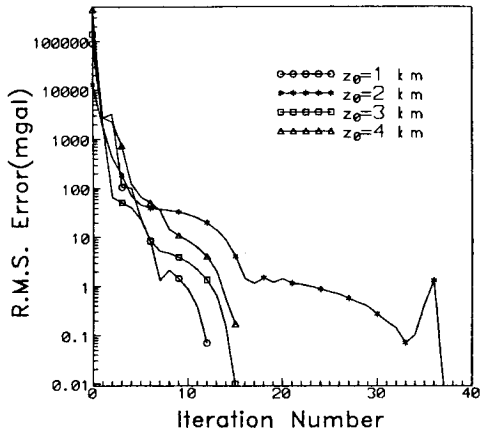


Fig. 3. RMS error at each iteration with different initial values of z_0 for inversion of the gravity profile (a) in Fig. 2.

수치 모형 실험

1개의 이상질량체가 존재하는 간단한 지질구조에 대해 반복적 역산법에 의한 해석을 수행하여 그 해석의 정확성과 수렴 정도를 고찰해보기 위해 이 구조에 대해 계산된 중력치를 실측중력치라 간주하고 밀도차와 경계면 위치를 실제모형과 틀리게 초기 가정하여 반복적 역산법으로 역산하므로써 실제 경계면과 밀도차를 구할 수 있는가를 시험해 보기로 한다.

Fig. 2의 (a)는 $\Delta\rho=1 \text{ gm/cm}^3$ 이고 두께가 0~4 Km인 실제모형 상에서 식 (1)을 이용하여 1 Km 간격으로 41개 측정에서의 중력측정치이며 (b)는 초기 가정모형 ($\Delta\rho=1.5 \text{ gm/cm}^3$, 두께 $\approx 1 \text{ km}$) 및 이에 대한 중력계산치이고, (c) 및 (d)는 3 및 12번 반복시의 모형 및 중력계산치이다. (d)는 (a)와 거의 같음으로 12번 반복으로 역산이 정확히 수행됨을 알 수 있다. Fig. 3은 위 역

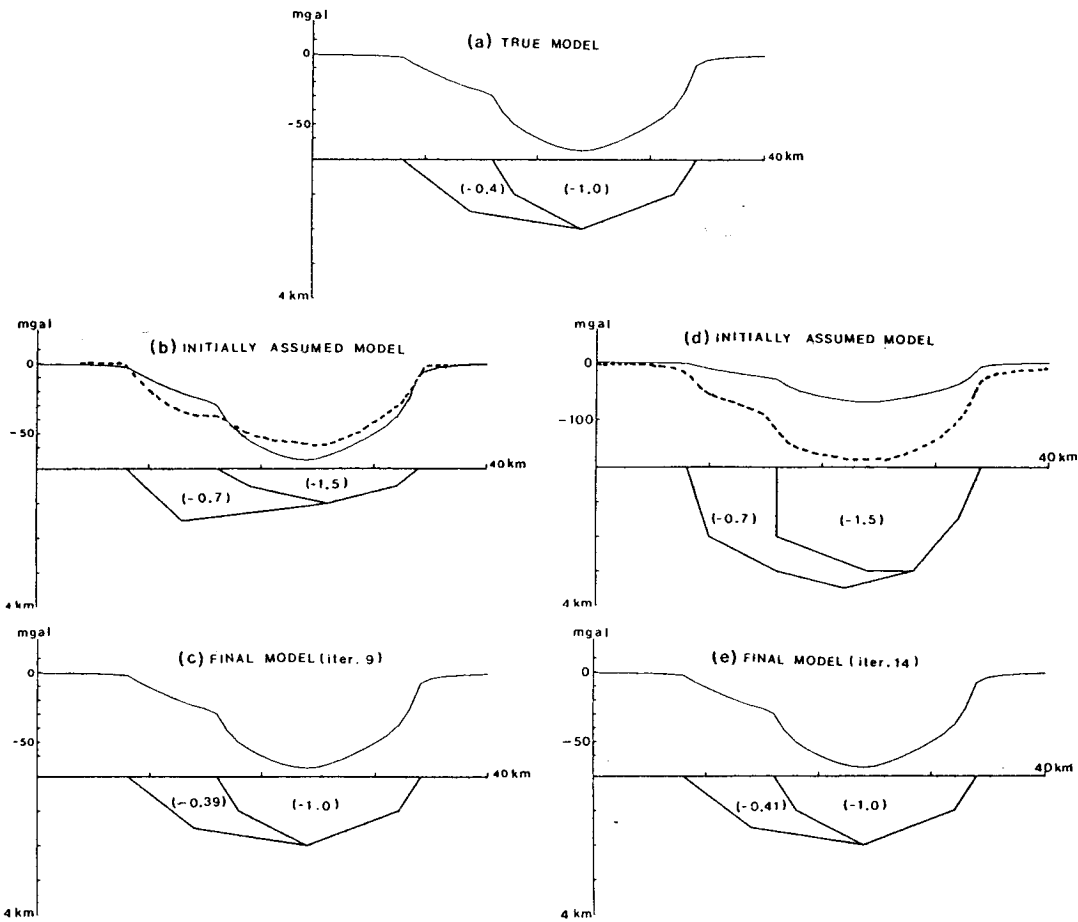


Fig. 4. Inversion of two-polygons model : (a) gravity profile (solid line) on the true model, (b) initially assumed model (dotted line) with same vertices as the true model, (c) final model after 9 iterations of the inverse procedure, (d) initially assumed model (dotted line) with more vertices than true model and (e) final model after 14 iterations of the inverse procedure. Number in brackets indicates density contrast in gm/cm^3 .

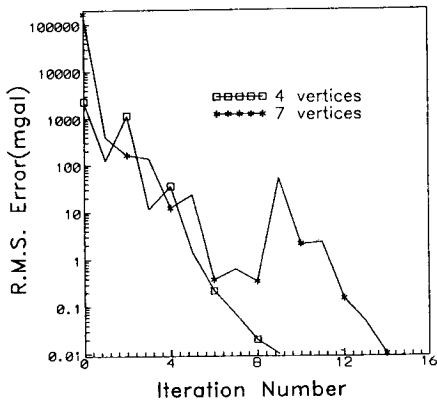


Fig. 5. RMS error at each iteration with initial model of various number of vertices in the inversion of the gravity profile (a) in Fig. 4.

산시 심도 초기가정치를 $z_0=1,2,3,4$ Km로 하였을 때 각 반복회수별 RMS오차를 보여주며, 심도를 임의로 가정해도 실제모형이 구해짐을 알 수 있다. 다음은 좀더 복잡한 구조로 구성된 지층모형에 대한 역산에 있어서 정확성과 한계성을 살펴 보기로 한다.

여러 경계면을 가진 지질구조인 경우

지표에 서로 다른 밀도차를 가진 지층들의 경계면이 2~3개 있는 지질구조에 대하여 역산을 시행하였다. 실제모형에 대한 중력측정치는 식 (2)를 이용하여 1 Km 간격으로 41개의 측정점에서 계산하였다.

Fig. 4의 (a)는 지층 경계면이 2개인 실제 지질구조와 이에 대한 중력측정치이고 (b)는 초기 가정모형의 정점수가 4개로서 실제 모형과 동일한 경우이고 (d)는 초기 가정모형의 정점수가 7개로 실제모형보다 많은 경우이다. (b) 및 (d)를 초기모형으로 하여

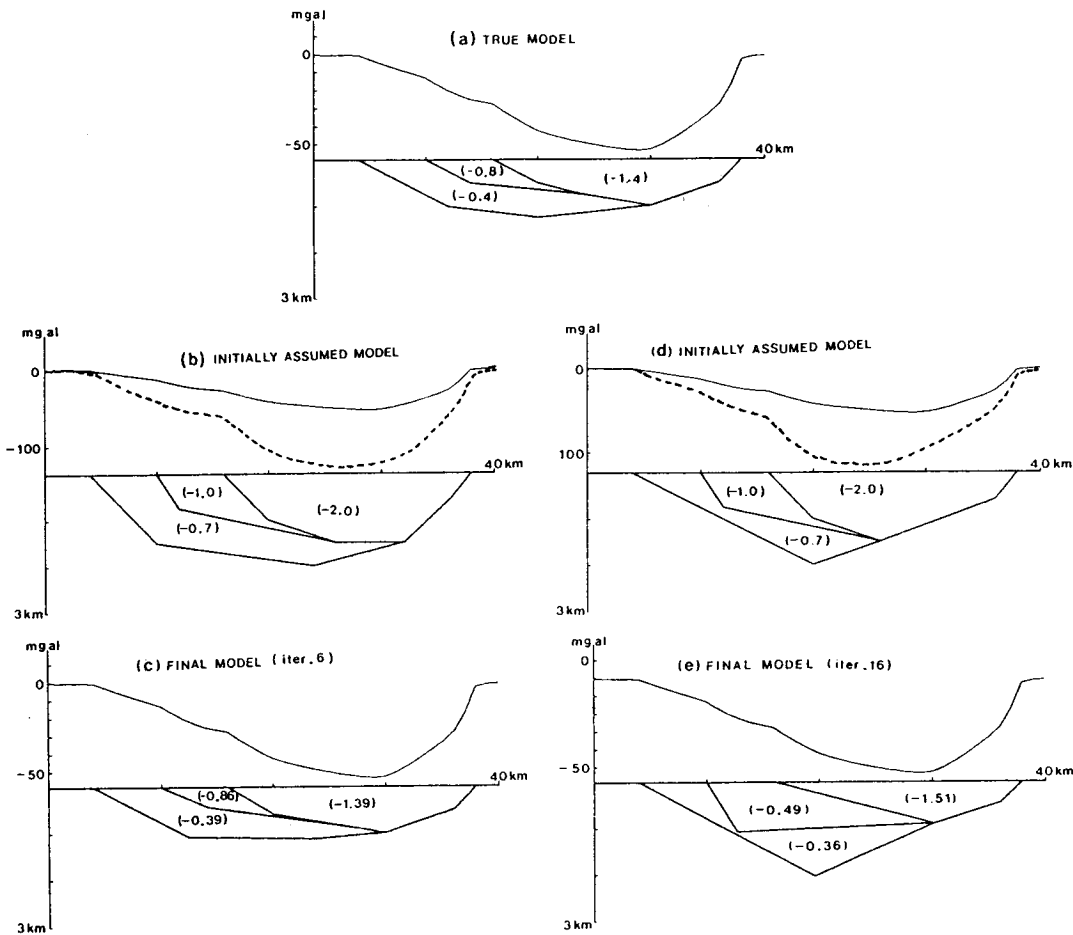


Fig. 6. Inversion of three-polygons model : (a) gravity profile (solid line) on the true model, (b) initially assumed model (dotted line) with same vertices as the true model, (c) final model after 6 iterations of the inverse procedure, (d) initially assumed model (dotted line) with fewer vertices than true model and (e) final model after 16 iterations of the inverse procedure. Number in brackets indicates density contrast in gm/cm^3 .

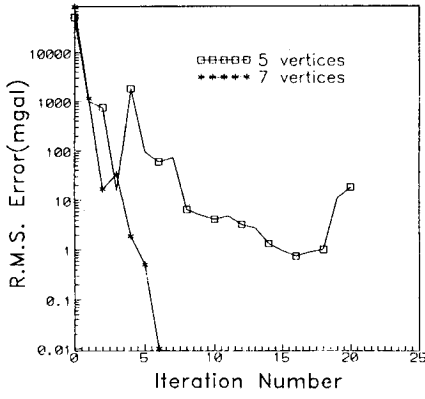


Fig. 7. RMS error at each iteration with initial model of various number of vertices in the inversion of the gravity profile (a) in Fig. 6.

역산한 결과는 (c) 및 (e)와 같으며, 여기서 보듯이 최종 역산모형들이 실제모형과 일치한다. 정점의 수가 실제모형보다 많은 초기 가정모형에서는 역산과정 중 실제모형의 변의 수와 같이 중첩하게 됨을 알 수 있으며, Fig. 5는 역산할 정점의 수를 다르게 하였을 때 반복회수별 RMS오차를 나타낸다.

Fig. 6의 (a)는 3개의 지층 경계면을 갖는 실제모형 및 이에 대한 중력추정치이며, (b) 및 (d)는 정점의 수가 실제모형과 동일한 경우 (7개)와 실제모형보다 적은 경우 (5개)의 초기 가정모형이고, (c) 및 (e)는 초기모형을 (b) 및 (d)와 같이 가정하여 역산한 결과이다. 여기서, 초기모형의 정점의 수가 실제모형의 정점수와 동일한 경우의 역산결과는 실제모형과 거의 일치를 하였으나 정점의 수가 적은 경우는 실제모형과 상당히 차이가 있어 초기 가정모형은 실제모형의 정점수와 동일하거나 많아야 됨을 알 수 있다.

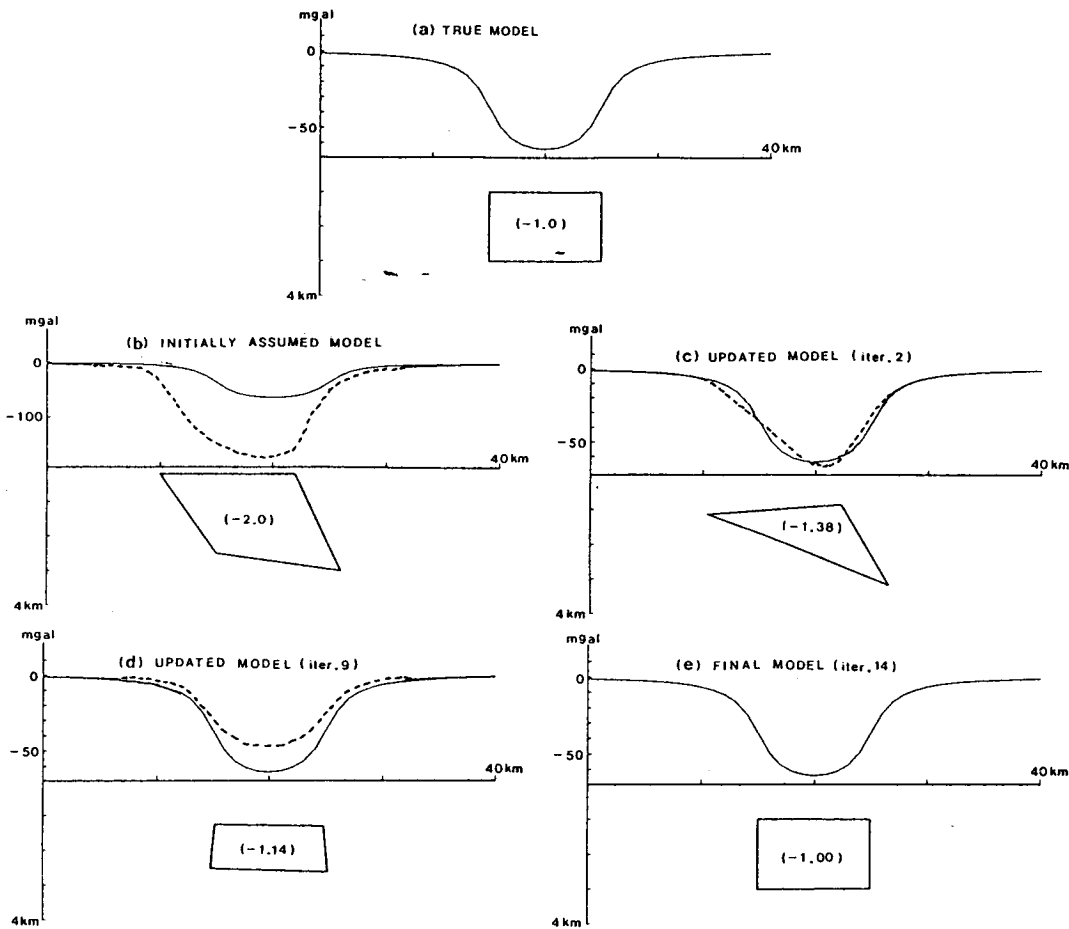


Fig. 8. Inversion of deep buried source model : (a) gravity profile (solid line) on the true model, (b) initially assumed model (dotted line), (c) and (d) updated model (dotted line) and (e) final model after 14 iterations of the inverse procedure. Number in brackets indicates density contrast in gm/cm³.

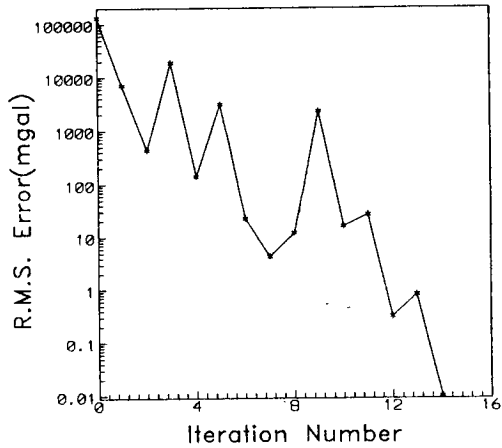


Fig. 9. RMS error at each iteration in the inversion of the gravity profile (a) in Fig. 8.

Fig. 7은 역산할 정점의 수를 실제모형과 동일하게 하였을 때와 적은 경우의 반복회수별 RMS오차를 나타낸다.

심부 지질구조인 경우

지하심부에 매장된 이상질량체의 단면을 다각형으로 근사시켜 실제모형의 밀도차와 위치를 구할 수 있는가를 시험해 보기로 한다.

Fig. 8의 (a)와 같은 실제모형과 밀도차에 대하여 식 (1)에 의해 1 Km 간격으로 41개의 측정에서 계산한 중력측정치를 이용하여 본도 (b)와 같이 위치와 밀도차를 다르게 초기 가정 후 본도 (e)와 같이 14번의 반복에서 얻은 최종 역산모형은 실제모형과 정확히 일치됨을 볼 수 있다. 여기서 초기 가정모형의 정점수는 실제모형과 동일하게 하여 역산하였으며 Fig. 9는 반복회수별 RMS오차를 나타낸다.

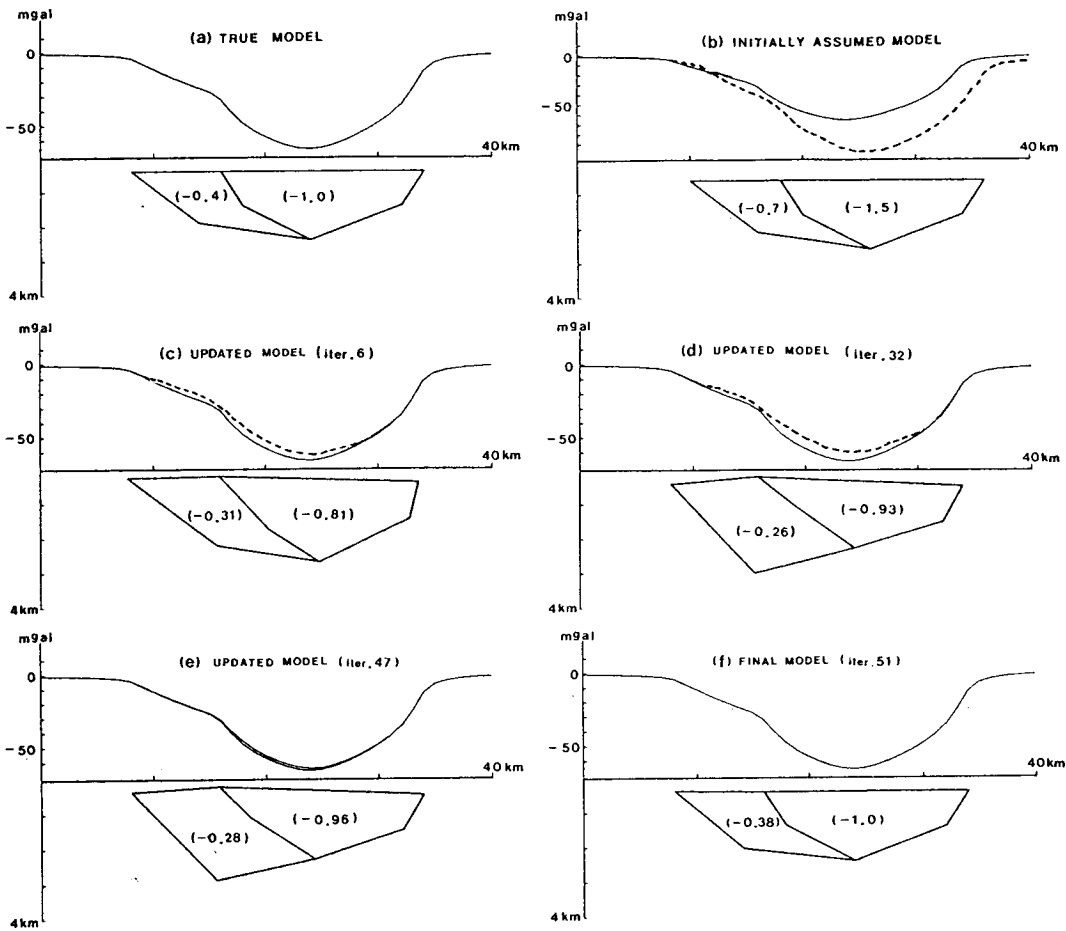


Fig. 10. Inversion of two-polygons buried at a depth : (a) gravity profile (solid line) on the true model, (b) initially assumed model (dotted line), (c),(d),(e) updated model (dotted line) and (f) final model after 51 iterations of the inverse procedure. Number in brackets indicates density contrast in gm/cm³.

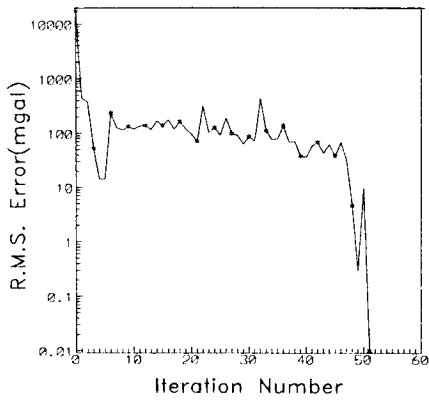


Fig. 11. RMS error at each iteration in the inversion of the gravity profile (a) in Fig. 10.

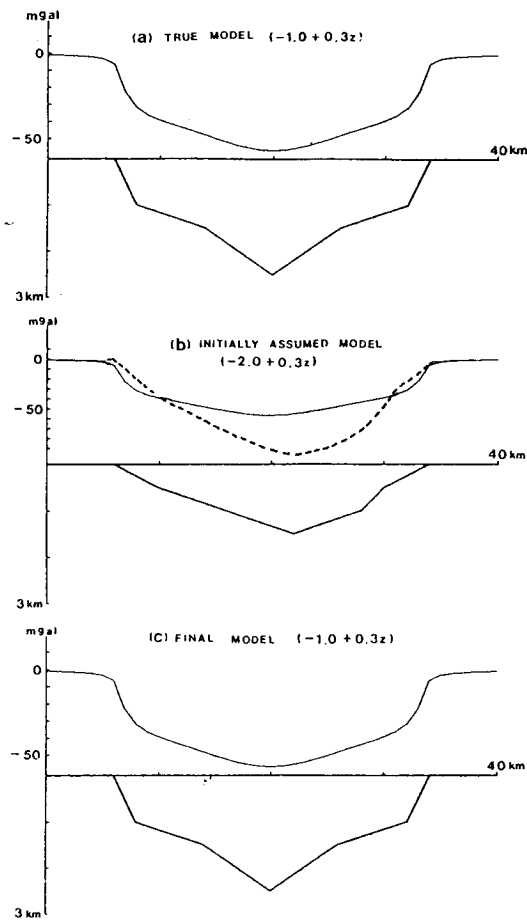


Fig. 12. Inversion of initial model with fixed density gradient : (a) gravity profile (solid line) on the true model ($\rho = -1.0 + 0.3z$), (b) initially assumed model ($\rho = -2.0 + 0.3z$, dotted line) and (c) final model after 10 iterations of the inverse procedure ($\rho = -1.0 + 0.3z$).

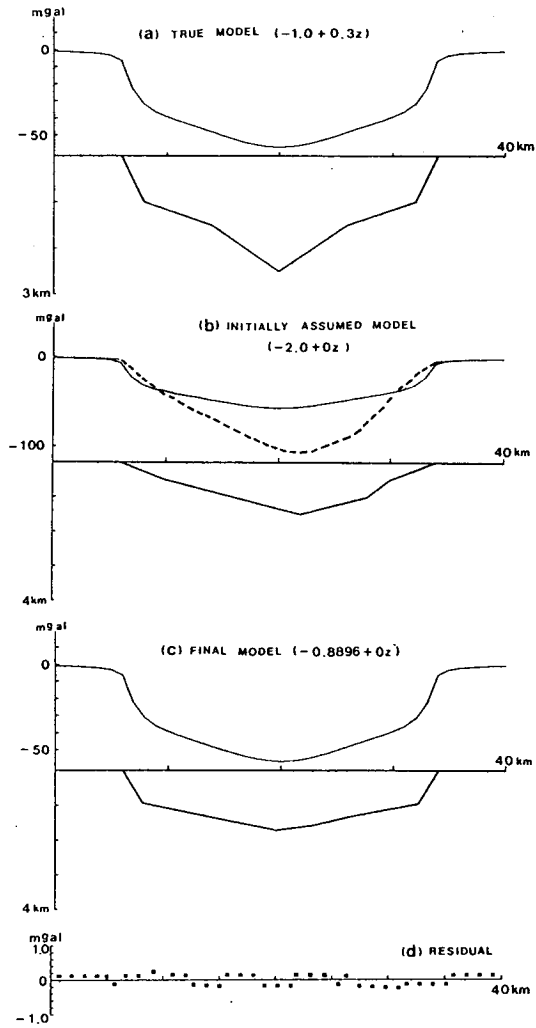


Fig. 13. Inversion of initial model with fixed density gradient : (a) gravity profile (solid line) on the true model ($\rho = -1.0 + 0.3z$), (b) initially assumed model ($\rho = -2.0 + 0.0z$, dotted line), (c) final model after 10 iterations of the inverse procedure ($\rho = -0.8896 + 0.0z$) and (d) residual between gravity for true and final model.

다음은 심부에 복잡한 2개의 경계면을 가진 Fig. 10의 (a)와 같은 구조에 대해 역산하였다. (b)는 초기 가정모형으로 실제모형과 정점수를 동일하게 하였고 51번의 반복에서의 역산결과를 본도 (f)와 같이 최종모형이 실제모형과 일치함을 알 수 있으며, Fig. 11은 반복회수별 RMS오차를 나타낸다.

수직 밀도 구배를 가진 지질구조인 경우

퇴적분지는 일반적으로 심도에 따라 밀도가 증가하며 이런

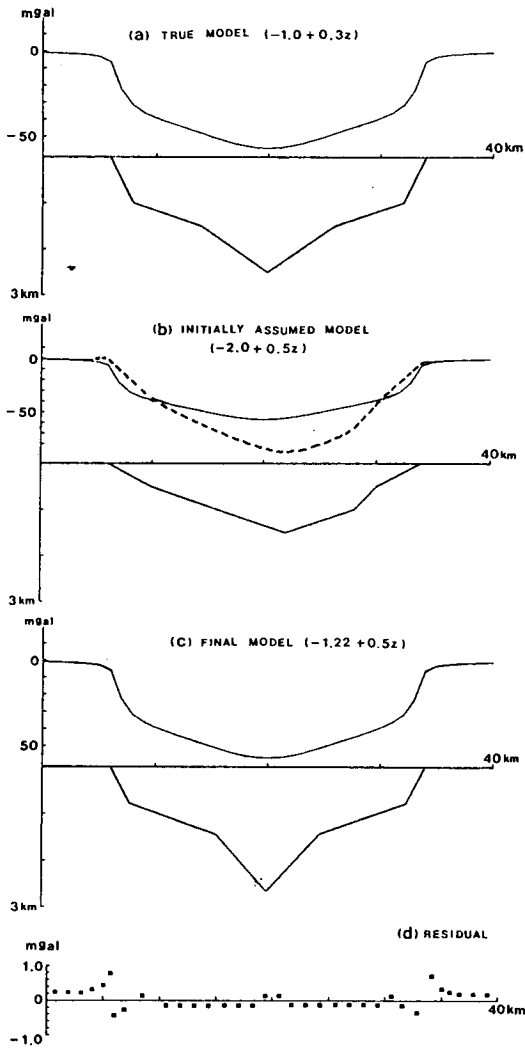


Fig. 14. Inversion of initial model with different density gradient: (a) gravity profile (solid line) on the true model ($\rho = -1.0 + 0.3z$), (b) initially assumed model ($\rho = -2.0 + 0.5z$, dotted line), (c) final model after 10 iterations of the inverse procedure ($\rho = -1.22 + 0.5z$) and (d) residual between gravity for true and final model.

경우에 대한 중력자료 역산을 실험해 보기로 한다. 다각형내의 밀도차가 수직 밀도 구배를 가진 구조를 Fig. 12의 (a)와 같이 설정하고 이에 대한 수직 중력측정치는 식 (3) 및 (4)에 의해 1 Km 간격으로 41개의 측정에서 계산하였다. (b)는 초기 가정모형 ($\rho = -2.0 + 0.3z$)으로 실제모형의 정점의 수와 동일하게하고 역산한 결과 본도 (c)와 같이 10번의 반복에서 최종모형 ($\rho = -1.0 + 0.3z$)이 실제모형 ($\rho = -1.0 + 0.3z$)과 일치됨을 보인다. 단 초기 가정모형에서 수직 밀도 구배 (0.3)는 실제모형과 같게 하였다. Fig. 13의 (b)는 위 역산 시의 초기모형을 수직 밀도 구배가

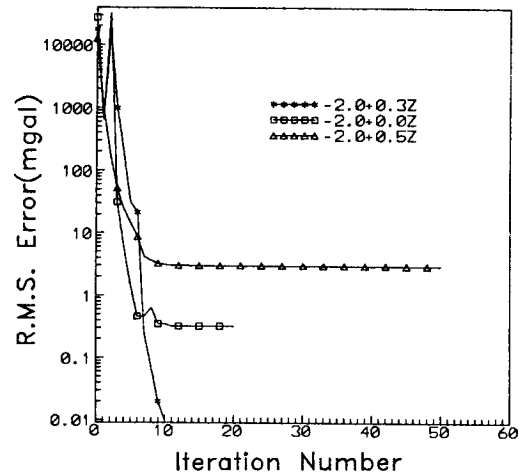


Fig. 15. RMS error at each iteration with initial model of various density gradient (0.3 z, 0.0 z, 0.5 z) in the inversion of the gravity profile (a) in Fig. 12.

없는 밀도차가 일정한 모형으로 가정 ($\rho = -2.0 + 0.0z$)한 것이고, 이를 초기모형으로 하여 역산한 결과는 본도 (c)처럼 최종모형 ($\rho = -0.8896 + 0.0z$)이 실제모형 구조와 차이가 있음을 보인다. 그러나 본도 (d)에서 보듯이 실제모형의 중력측정치와 최종모형의 중력계산치와의 오차가 0.4 mgal 이내이다. 수직 밀도 구배를 제외시킨 초기 가정모형을 이용하여 역산했을 시의 최종모형이 실제모형의 최대심도 보다 0.8 Km 차이가 있음을 알 수 있다.

또한 Fig. 14의 (b)와 같이 수직 밀도 구배를 다르게 초기가정 ($\rho = -2.0 + 0.5z$)하여 역산한 결과는 본도 (c)처럼 최종모형 ($\rho = -1.22 + 0.5z$)이 실제모형 구조와 차이가 있으나 본도 (d)에서 제시하듯이 실제모형의 중력측정치와 최종모형의 중력계산치와의 오차가 0.8 mgal 이내이며, Fig. 15는 초기가정치를 실제모형과 다르게 하였을 때 반복회수별 RMS오차를 나타낸다.

이상에서 보듯이 초기 가정모형의 수직 밀도 구배를 실제모형과 다르게 가정하여 역산한 결과 실제모형과 다르게 해석된다. 즉, 정확한 수직 밀도 구배를 알 수 없는 경우에는 중력자료 역산에 의한 지질구조 규명이 부정확해진다.

그러나 Fig. 16의 (b)는 초기 가정모형 ($\rho = -1.0 + 0.45z$)으로 실제모형의 지표면 밀도차와 정점수를 동일하게 하고 역산한 결과 본도 (d)와 같이 9번의 반복에서 최종모형 ($\rho = -1.0 + 0.3077z$)이 실제모형 ($\rho = -1.0 + 0.3z$)과 일치됨을 알 수 있으며, Fig. 17은 반복회수별 RMS오차를 나타낸다. 즉, 지질구조의 지표면 밀도차를 알 수 있는 경우에는 수직 밀도 구배와 정점들의 좌표를 변화시킨 초기 가정모형으로 역산하여 실제모형의 수직 밀도 구배와 정점들의 위치를 정확히 구할 수 있다.

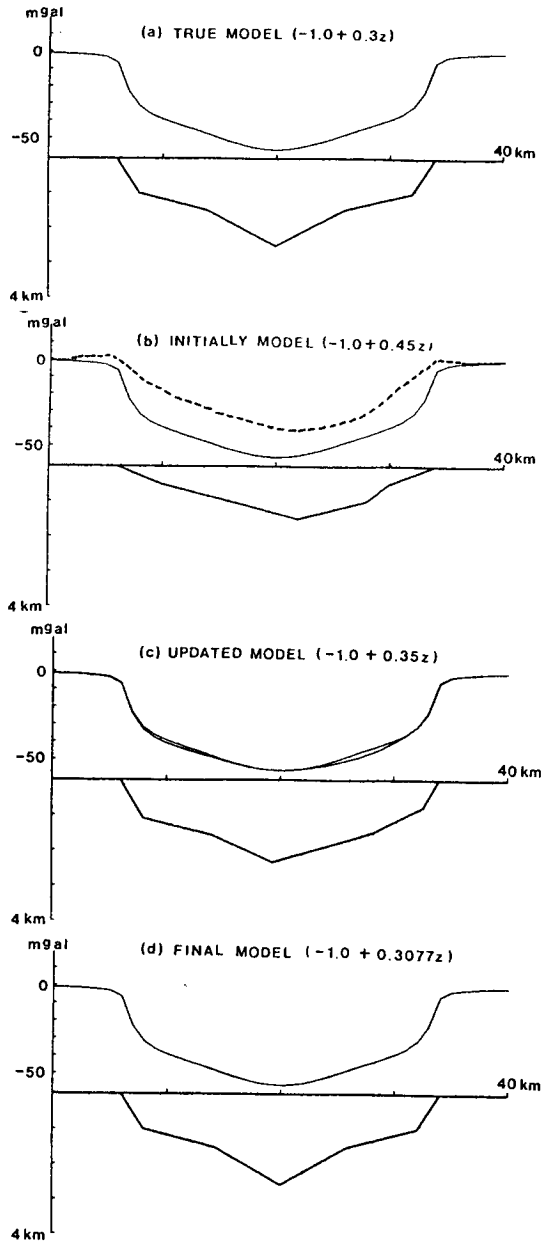


Fig. 16. Inversion of initial model with fixed surface density contrast : (a) gravity profile (solid line) on the true model ($\rho = -1.0 + 0.3z$), (b) initially assumed model ($\rho = -1.0 + 0.45z$, dotted line) and (c) final model after 4 iterations ($\rho = -1.0 + 0.35z$) and (d) final model after 9 iterations of the inverse procedure ($\rho = -1.0 + 0.3077z$).

결 론

임의의 모양인 2-D 다각형모형에 대한 중력치를 계산하여 이

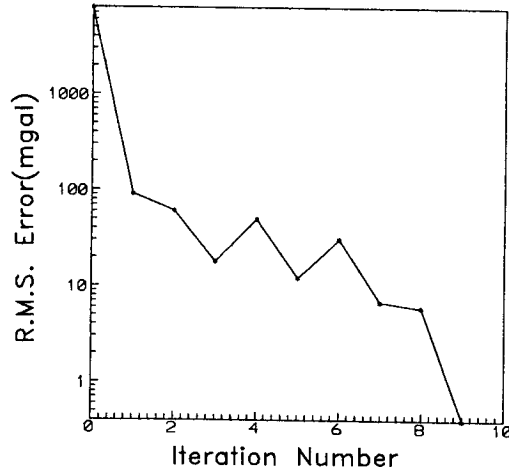


Fig. 17. RMS error at each iteration with initial model of fixed surface density contrast in the inversion of the gravity profile (a) in Fig. 16.

를 중력측정치라 간주하고, 이 모형을 실제와 다르게 초기가정한 후 최소자승 반복적 비선형 역산법을 적용하여 모형의 정점과 밀도차를 반복적으로 수정하여 원래 모형을 구하는 연구를 시행하였다. 그 결과 다음과 같은 결론을 얻었다.

1) 지표에 여러 경계면들을 이룬 지질구조에서, 실제모형의 정점수와 동일한 초기 가정모형이 정점의 수가 많은 초기 가정 모형보다 수렴속도가 빠르나 역산결과와 해상도는 거의 같다. 그러나 실제모형보다 정점의 수가 적은 초기 가정모형에서는 해상도가 나쁘다. 따라서 초기가정치 선택에 있어서 주의할 필요가 있다.

2) 지하심부에 매장된 비교적 간단한 구조인 경우에는 실제 모형의 밀도차와 정점좌표들을 다르게 한 초기 가정모형으로 정확한 역산결과를 얻을 수 있으나, 복잡한 심부구조인 경우에는 실제모형의 정점의 좌표를 약간 변화시킨 초기 가정모형으로도 많은 반복과정을 통해 만족한 결과를 얻을 수 있다.

3) 지표면 밀도차가 심도에 따라 증가하는 모형에 대해 밀도구배를 실제모형과 같게 하고 지표면 밀도차와 정점들의 좌표를 변화시킨 초기 가정모형으로 역산한 결과 실제모형과 일치하였으나, 밀도구배를 다르게 초기가정한 경우에는 실제모형과 다르게 역산되었다. 그러나 지표면 밀도차를 실제모형과 같게하고 밀도구배와 정점들의 좌표를 변화시킨 초기 가정모형의 역산결과는 실제모형과 일치한다.

사 사

본연구는 전략광물자원 연구센터의 연구비 일부 지원에 의해 이루어졌으며, 연구수행에 있어서 많은 조언을 해 주신 한국자

원연구소의 신창수 박사님께 감사 드린다.

참고문헌

- 노철환, 양승진, 신창수 (1989) 반복적 역산법에 의한 중력자료의 해석에 관한 연구. 광산지질, v. 22, p. 267-276.
- 신창수 (1980) 일반적 선형역해를 이용한 자력 기반심도 계산법. 한양대학교.
- 이호영, 정승환, 현병구 (1985) 반복적 비선형 역해에 의한 중력 및 자력탐사자료의 해석과 그 응용. 대한광산학회지, v. 22, p. 187-198.
- Al-Chalabi, M. (1971) Some Studies relating nonuniqueness in gravity and magnetic inverse problems. Geophysics, v. 36, p. 835-855.
- Al-Chalabi, M. (1972) Interpretation of gravity anomalies by non-linear optimization. Geophys. Prosp., v. 20, p. 1-16.
- Jackson, D.D. (1972) Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data. Geophys. J. R. Astr. Soc., v. 28, p. 97-109.
- Lanczos, C. (1961) Linear differential operators. D. van Nostrand.
- Lines, L.R. and Treitel, S. (1984) Tutorial a review of least squares inversion and its application to geophysical problems. Geophys. Prosp., v. 32, p. 159-186.
- Murthy, I.V.R. and Rao, D.B. (1979) Gravity anomalies of two-dimensional bodies of irregular cross section with density contrast varying with depth. Geophysics, v. 44, p. 1525-1530.
- Oldenberg, D.W. (1974) The inversion and interpretation of gravity anomalies. Geophysics, v. 39, p. 526-536.
- Pedersen, L.B. (1977) Interpretation of potential field data a generalized inverse approach. Geophys. Prosp., v. 25, p. 199-230.
- Shin, C.S. (1988) Nonlinear elastic wave inversion by blocky parameterization. University of Tulsa.
- Talwani, M., Worzel, J.L. and Landisman, M. (1959) Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. J. Geophys. Res., v. 64, p. 49-59.

1994년 8월 16일 원고접수