

III. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ. РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ

УДК 550.83: 551.24 (571.63)

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ДАЛЬНЕГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

А.М. Петрищевский

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан

Дальнегорский рудный район (ДРР) расположен в восточном Сихотэ-Алине, на границе Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса с мезозойскими кремнисто-терригенными аккреционно-складчатыми и складчато-надвиговыми комплексами (рис. 1). В основании терригенных комплексов здесь залегает нижнемеловая алевролитовая флишоидная толща с видимой мощностью около 1 км, которая находится в сложных тектонических отношениях с одновозрастными олистостромами и тектоническими покровами, представленными пластинами триасовых известняков и нерасчленяемых триасово-раннемеловых кремнисто-терригенных пород [9]. В составе терригенного комплекса выделяют три главные стратифицируемые толщи, ранее относимые к свитам: тетюхинскую поздне триасовую кремнисто-терригенно-карбонатную (T_{2-3} tt), горбушинскую юрскую кремнисто-терригенную (J_{2-3} gr) и таухинскую раннемеловую терригенную (K_1 th), стратиграфические и пространственные взаимоотношения между которыми определяются нечетко [9]. Терригенный комплекс на большей части

территории ДРР перекрыт эффузивными образованиями двух вулкано-плутонических комплексов: ольгинского липаритового и дальнегорского датского андезитового [5], которые слагают сложнопостроенные вулкано-плутонические ассоциации, характеризующиеся постепенными переходами фации и состава. Их изучение основывается на представлениях о вулкано-тектонических структурах (ВТ-структурах) и системах [5, 8]. Структурное положение района характеризуется [10] приуроченностью его к интрузивно-купольному поднятию с инверсированным (обрушенным) сводом (рис. 1–Б).

Главными полезными ископаемыми ДРР являются полиметаллы и бор. Скарново-полиметаллическая минерализация района генетически связана с дальнегорским вулкано-плутоническим комплексом [1, 5], при этом рудные тела часто локализуются в зонах структурного несогласия между терригенными и вулканическими (субвулканическими) комплексами. Ареалы полиметаллической минерализации наблюдаются вне пространственной связи с интрузивными телами, что

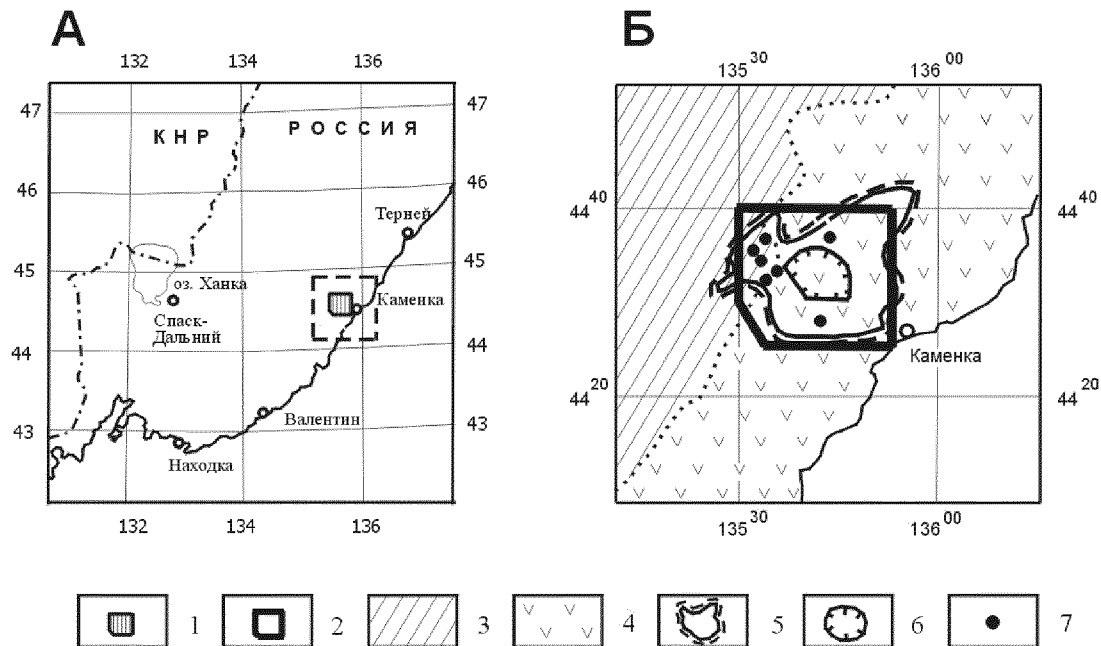


Рис. 1. Обзорные карты Дальнегорского рудного района: А – географическая, Б – геолого-структурная
1, 2 – контуры Дальнегорского района на схемах А (1) и Б (2); 3 – мезозойские кремнисто-терригенные аккреционно-складчатые и надвигово-складчатые комплексы; 4 – поздне меловые и палеогеновые вулканогенные образования; 5 – интрузивно-купольная структура [10]; 6 – вулкано-тектоническая депрессия; 7 – месторождения полиметаллов

указывает на преимущественно флюидный (гидротермальный) способ переноса и концентрации рудного вещества [1].

Основной структурной задачей геофизических исследований в Дальнегорском рудном районе на протяжении длительной (более 50 лет) истории его изучения являлось определение мощности вулканического чехла, однако пестрота петрографического и литологического состава пород в совокупности с широко проявленными интенсивными метаморфическими изменениями осадочных пород (орговикование, скарнирование) и пропилитизацией вулканитов затрудняли ее решение, и поэтому эта задача реализовывалась, в основном, по единичным опорным (двумерным) пересечениям вулканических структур. Показателем высокой степени неоднородности вулканических образований является карта плотности горных пород ДРР [4], составленная по результатам опробования образцов с поверхности. Плотность вулканитов в центральной части района варьирует от 2,38 г/см³ до 2,68 г/см³, при этом на контактах терригенных пород с эффузивами не везде наблюдаются плотностные границы. Эта карта в общих чертах отражает дифференциацию плотностных свойств двух главных комплексов пород (терригенного и вулканического), однако плохо коррелируется с гравитационными аномалиями и по этой причине ее нельзя использовать при расшифровке глубинного строения вулканических структур.

В предлагаемой вниманию работе осуществлена попытка построения объемной модели вулканического чехла, основывающейся на обобщении результатов опробования плотностных свойств горных пород в скважинах и трехмерном вычислительном алгоритме. Изучение структурной связи главных рудных полей района (Дальнегорского и Садового) выполнено на основе совмещения аналитического (конечно-метрического) и статистического способов интерпретации гравитационных аномалий.

Методика исследований

Построение 3-мерной модели вулканических комплексов осуществлялось по алгоритму [3]:

$$x_1, x_2, y_1, y_2, z_1, z_2$$

$$Uz(x, y, z) = K\sigma [x \ln(y+R) + y \ln(x+R) - \arctg \frac{xy}{zR}] \quad (1)$$

$$R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$$

где: $Uz(x, y, z)$ – аномалия силы тяжести в точке с координатами x, y, z ;

$$K - \text{гравитационная постоянная};$$

σ – избыточная плотность элементарной призмы;

$x_1, x_2, y_1, y_2, z_1, z_2$ – координаты граней призмы.

При определении средневзвешенных плотностных характеристик комплексов пород применялась формула:

$$\sigma_{cp} = \frac{\sum \sigma_i h_i}{\sum h_i} \quad (2)$$

где: σ_{cp} – средневзвешенная плотность комплекса пород; σ_i – средняя плотность зерна в изучаемом интервале; h_i – мощность интервала.

Основой 3-мерного подбора плотностных неоднородностей служила карта остаточных гравитационных аномалий (рис. 2 Б) после осреднения радиусом 15 км, зоны высоких градиентов на которой приурочены к границам выхода на поверхность терригенных пород (рис. 2 А).

Пример трехмерного гравитационного моделирования сложных (полигенных) ВТ-структур по алгоритму (1) и средневзвешенным плотностным характеристикам вулкано-плутонического и кремнисто-терригенного комплексов приводится на рис. 2. Процедурная погрешность сделанных вычислений, определяемая по расхождению наблюдаемых (рис. 2-Б) и расчетных (рис. 2-В) гравитационных аномалий, не превышает 15 %, однако абсолютная погрешность, в силу значительных вариаций плотности пород, не устанавливается. Подбор объемных моделей ВТ-структур осуществлялся горизонтальными пластинами многоугольной формы толщиной 0,25 км, гравитационные эффекты которых суммировались в итоговой модели (рис. 2- В, Г). Трехмерные модели увязаны с двумерными в опорных пересечениях (рис. 3, 4). Вычисление гравитационных эффектов в двумерных моделях осуществлялось по стандартному алгоритму [2].

Аналогичным образом рассчитана мощность вулканитов в пределах ВТ-структур на флангах района: Барачной, Перевальной, Солонцовской, Лидовской и Верхне-Лидовской и составлена композиционная схема мощности вулканического покрова в Дальнегорском рудном районе (рис. 3). Границам ВТ-структур на этой схеме соответствует изобахита $H = 0,25$ км.

При расшифровке внутреннего строения складчато-надвиговых структур по профилю А-Б (рис. 4) применен метод автокорреляционного широкодиапазонного гравитационного зондирования [6], основным назначением которого является выявление в разрезах зон сгущения корреляционных кривых, часто совпадающих с местоположением контрастных границ раздела структурно-вещественных комплексов земной коры.

Объемная гравитационная модель вулканического покрова

По ранним оценкам плотностных характеристик кремнисто-терригенного и липаритового (ольгинского) вулканического комплексов в ДРР (Байсарович, 1968; Ваганов, 1970, 1971, 1974), сделанным в период интенсивного изучения района, средняя плотность пород каждого из указанных комплексов в разных частях района варьируют в пределах 0,06-0,14 г/см³, что соизмеримо с дифференциацией обобщенных плотностных характеристик этих комплексов (0,10–0,12 г/см³). Также широко варьирует плотность вулкано-плутонических пород среднего состава (2,62–2,76 г/см³), а их средняя плотностная характеристика (2,70 г/см³) близка к плотности терригенного разреза (2,69 г/см³). Последнее обстоятельство весьма затрудняет гравитационное моделирование вулкано-тектонических структур, которое

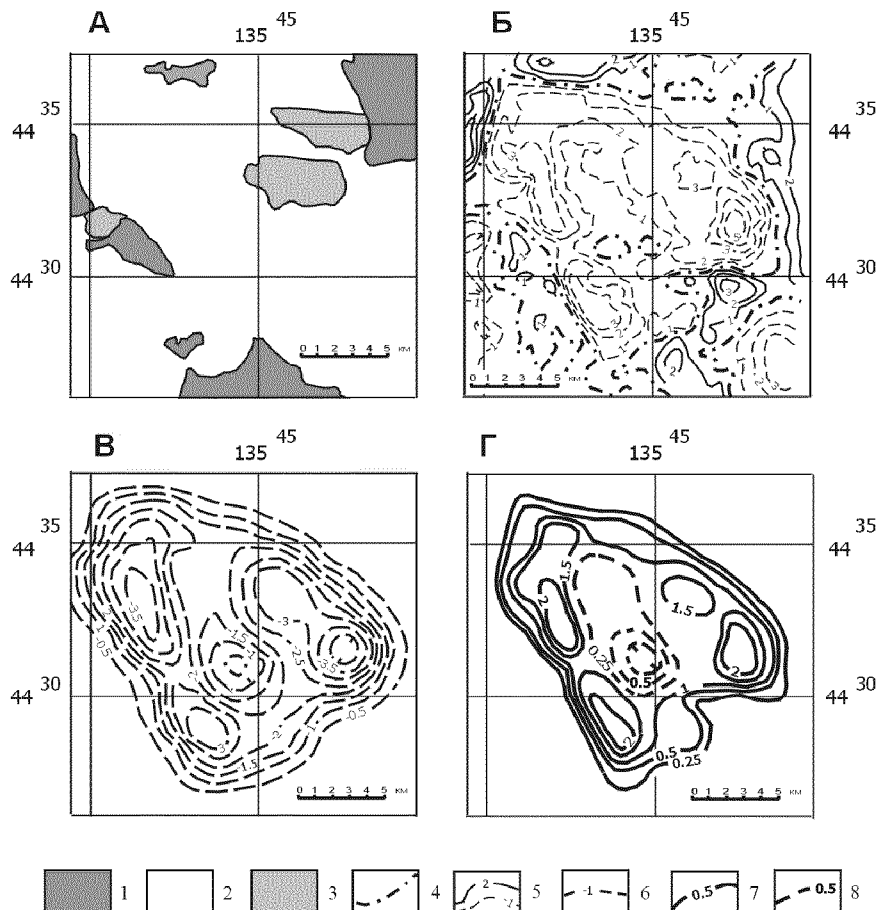


Рис. 2. Трехмерное гравитационное моделирование Дальнегорской вулcano-тектонической структуры (А - геолого-структурная схема, Б - карта наблюдаемых гравитационных аномалий, В - карта расчетных гравитационных аномалий, Г - структурная схема рельефа подошвы вулканических пород)

1 – кремнисто-терригенные породы (Т - К); 2 – вулканический покров (К); 3 – субвулканические гранитоиды; 4-5 – изоаномалы наблюдаемых (остаточных после осреднения радиусом 15 км) гравитационных аномалий в мгл; 4 – нулевая, 5 – положительные (сплошные линии) и отрицательные (пунктир); 6 – изоаномалы расчетных гравитационных аномалий, мгл; 7-8 – изопахиты мощности вулканических и субвулканических пород (км): 7 – Ольгинского комплекса, 8 – Дальнегорского комплекса

имеет, по существу, лишь приближенное, статистическое, решение.

Относительно более представительными при гравитационном моделировании рельефа подошвы вулканических образований являются результаты опробования керна скважин (табл. 1 и 2), подавляющая часть которых, однако, сосредоточена в рудных полях полиметаллических месторождений и на флангах ВТ-структур, где широко распространены породы, затронутые гидротермально-метасоматическими изменениями (ороговикованием, скарнированием, пропилитизацией). Наиболее вероятное среднее значение плотности терригенно-кремнистых пород, по результатам многолетнего опробования керна скважин (табл. 1), составляет $2,72 \text{ г/см}^3$, а вулканических пород (табл. 2) – $2,62 \text{ г/см}^3$. Разница между этими значениями ($0,10 \text{ г/см}^3$) принята в качестве расчетной при моделировании подошвы вулканического покрова.

По полученным данным (рис. 3), центральное положение в районе занимает Дальнегорская полигенная вулcano-тектоническая депрессия, которая имеет зональное строение. Фланги структуры сложены

четырьмя субвулканическими центрами кислого состава, простирающимися на глубину более 2 км. Один из центров совпадает с южной частью гранитного интрузива 3-го ключа. Северная часть последнего имеет небольшую (не более 0,3 км) вертикальную мощность и, таким образом, этот интрузив характеризуется типичной для субвулканических интрузий лополитообразной (лакколитообразной) формой. Центральная часть Дальнегорской ВТ-депрессии сложена вулканитами дальнегорского комплекса (андезиты, диоритовые порфириты и другие) вертикальной мощностью не менее 1 км при плотности $2,67\text{-}2,68 \text{ г/см}^3$ (рис. 3).

Второй по сложности ВТ-структурой в районе является Солонцовская. В ее пределах, по гравиметрическим данным, предполагаются два вулканических центра кислого состава вертикальной мощностью порядка 1-1,5 км (рис. 3) на северном и южном флангах структуры, а в центральной части преобладают вулканиты среднего и основного состава (Дальнегорский комплекс). Субвулканический интрузив 27-го ключа на северном фланге этой структуры имеет лакколитообразную (грибообразную) форму и по этому

Таблица 1

Плотность кремнисто-терригенных пород Дальнегогорского рудного района по керну скважин

№№ скважин	Стратиграфический индекс пород	Мощность комплекса, м	Интервал опробован., м	Плотность, г / см ³	
				интервал изменения	средняя в интервале
7	K ₁ th	800 - 1000	40 - 240	2,70 - 2,80	2,74
118	K ₁ th	800 - 1000	60 - 220	2,67 - 2,75	2,72
223	K ₁ th	800 - 1000	40 - 360	2,64 - 2,77	2,69
226	K ₁ th	800 - 1000	20 - 280	2,65 - 2,82	2,74
238	K ₁ th	800 - 1000	20 - 180	2,67 - 2,75	2,72
250	K ₁ th	800 - 1000	0 - 180	2,68 - 2,80	2,72
Средневзвешенная плотность пород таухинской свиты					2,72
206	J ₁ gr	120 - 1200	800 - 1000	2,64 - 2,78	2,72
137	J ₁ gr	120 - 1200	250 - 500	2,67 - 2,75	2,70
17	J ₁ gr	120 - 1200	100 - 160	2,64 - 2,80	2,72
354	J ₁ gr	120 - 1200	20 - 140	2,63 - 2,80	2,70
Средневзвешенная плотность пород горбушинской серии					2,71
276	T ₂₋₃ tt	120 - 1600	140 - 260	2,70 - 2,87	2,72
249	T ₂₋₃ tt	120 - 1600	400 - 660	2,65 - 2,75	2,70
170	T ₂₋₃ tt	120 - 1600	280 - 660	2,68 - 2,76	2,72
117	T ₂₋₃ tt	120 - 1600	640 - 950	2,60 - 2,77	2,68
96	T ₂₋₃ tt	120 - 1600	20 - 380	2,63 - 2,83	2,72
91	T ₂₋₃ tt	120 - 1600	20 - 540	2,60 - 2,85	2,75
80	T ₂₋₃ tt	120 - 1600	50 - 740	2,62 - 2,75	2,68
76	T ₂₋₃ tt	120 - 1600	120 - 460	2,60 - 2,76	2,68
69	T ₂₋₃ tt	120 - 1600	60 - 340	2,60 - 2,80	2,72
49	T ₂₋₃ tt	120 - 1600	20 - 500	2,68 - 2,73	2,70
48	T ₂₋₃ tt	120 - 1600	90 - 300	2,65 - 2,85	2,74
38-a	T ₂₋₃ tt	120 - 1600	80 - 300	2,72 - 2,80	2,77
36	T ₂₋₃ tt	120 - 1600	90 - 240	2,65 - 2,75	2,69
26	T ₂₋₃ tt	120 - 1600	40 - 300	2,62 - 2,78	2,73
Средневзвешенная плотность пород олистростромовой толщи					2,72
Средняя плотность кремнисто-терригенных пород					2,72

K₁ th - таухинская свита ; T₁-K₁ gr - горбушинская серия; K₁ - олистростромовая толща (бывшая тетюхинская свита)

Таблица 2

Плотность вулканического чехла Дальнегогорского рудного района по керну скважин

№№ скважин	Стратиграфический индекс пород	Мощность комплекса, м	Интервал опробован., м	Плотность, г / см ³	
				интервал изменения	средняя в интервале
4	K ₂ ol ^b	650	60 - 300	2,58 - 2,67	2,63
6	K ₂ ol	1000	20 - 180	2,58 - 2,67	2,62
17	K ₂ ol	1000	20 - 100	2,60 - 2,75	2,68
21	K ₂ ol	1000	0 - 120	2,55 - 2,74	2,64
36	K ₂ ol ^a	350	20 - 80	2,56 - 2,65	2,61
45	K ₂ ol ^a	350	0 - 350	2,58 - 2,72	2,60
38	K ₂ ol	1000	0 - 400	2,58 - 2,72	2,60
120	K ₂ ol	1000	0 - 560	2,61 - 2,72	2,67
220	K ₂ ol ^b	650	0 - 140	2,28 - 2,45	2,36
220	K ₂ ol ^b	650	140 - 240	2,38 - 2,51	2,45
221	K ₂ ol ^b	650	20 - 120	2,26 - 2,44	2,36
221	K ₂ ol ^b	650	120 - 340	2,38 - 2,60	2,48
351	K ₂ ol	1000	0 - 200	2,40 - 2,57	2,51
351	K ₂ ol	1000	200 - 600	2,60 - 2,75	2,65
Средневзвешенная плотность пород Ольгинского комплекса					2,59
107	K ₂ d	800	0 - 350	2,53 - 2,66	2,59
107	K ₂ d	800	350 - 700	2,61 - 2,76	2,68
116	K ₂ d	800	0 - 700	2,50 - 2,70	2,61
117	K ₂ d	800	0 - 600	2,50 - 2,69	2,59
118	K ₂ d	800	0 - 1200	2,54 - 2,70	2,63
170	K ₂ d	800	0 - 150	2,54 - 2,78	2,66
249	K ₂ d	800	100 - 400	2,53 - 2,70	2,65
481	K ₂ d	800	0 - 800	2,45 - 2,80	2,66
85	K ₂ d	800	120 - 780	2,58 - 2,68	2,65
256	K ₂ d	800	180 - 700	2,56 - 2,70	2,63
219	K ₂ d	800	100 - 200	2,65 - 2,75	2,70
Средневзвешенная плотность пород Дальнегогорского комплекса					2,64
Средняя плотность эффузивного чехла					2,62

K₂ ol - ольгинский вулканоплутонический комплекс (a - нижний горизонт, b - верхний горизонт); K₂ d - дДальнегогорский вулканоплутонический комплекс

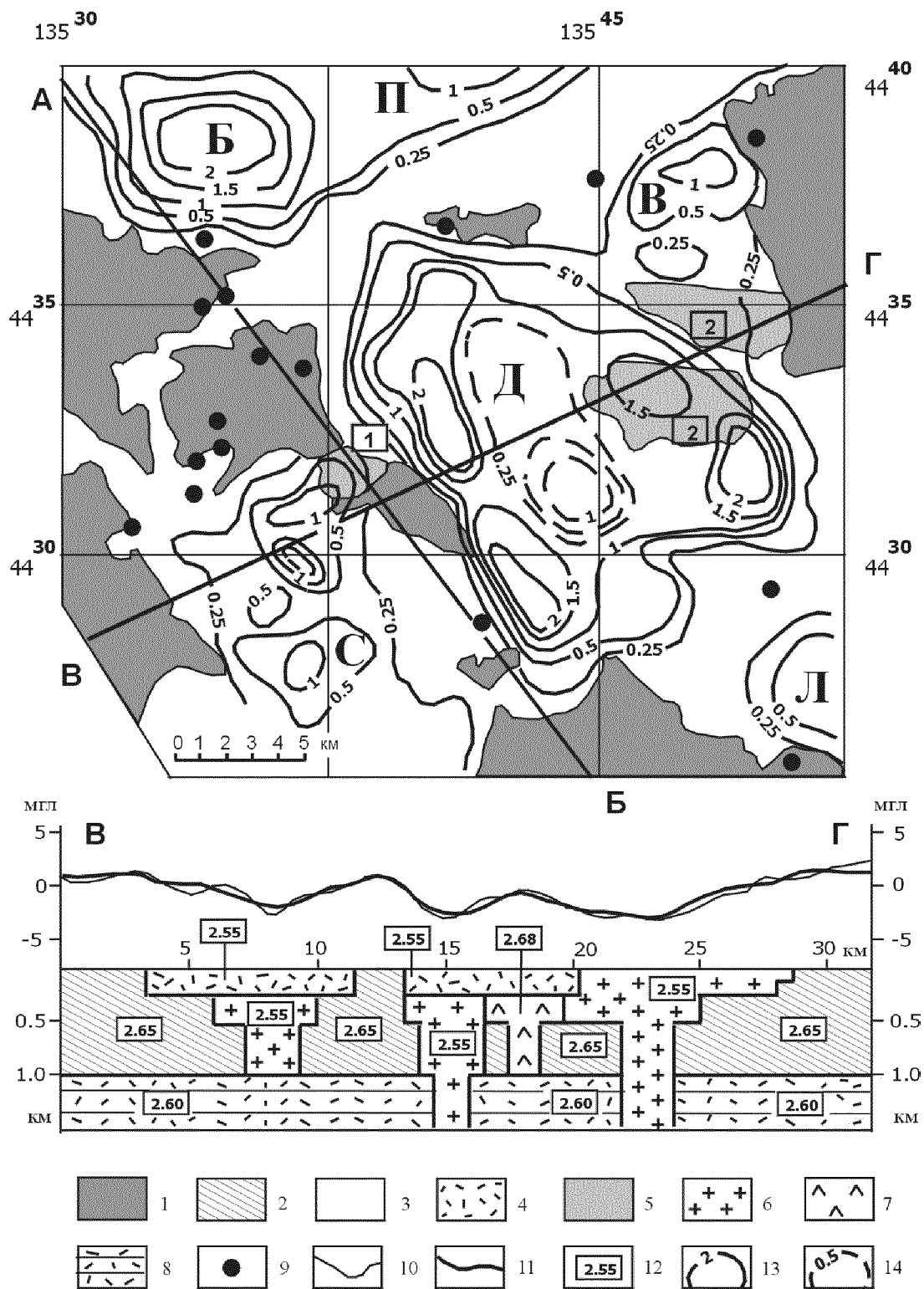


Рис. 3. Гравитационная модель рельефа подошвы вулканических комплексов Дальнегорского рудного района
 1, 2 – кремнисто-терригенные породы (Т - К₁) на поверхности (1) и в разрезе (2); 3, 4 – эффузивы на поверхности (3) и в разрезе (4); 5, 6 – субвулканические гранитоиды на поверхности (5) и в разрезе (6); 7 – субвулканические образования среднего и основного состава; 8 – нерасчлениваемые вулканогенно-осадочные образования; 9 – месторождения полиметаллов; 10, 11 – гравитационные аномалии (на разрезе Б – Г): наблюдаемая (10) и расчетная (11); 12 – плотность комплексов, г/см³; 13, 14 – изопахиты мощности вулканических и субвулканических пород Ольгинского (13) и Дальнегорского (14) комплексов, км.

Названия субвулканических интрузивов (цифры в квадратах): 1 – интрузив 27-ключа; 2 – интрузив 3-ключа. Названия вулкано-тектонических депрессий: Д – Дальнегорская, С – Солонцовская, Л – Лидовская, В – Верхне-Лидовская, П – Перевальная, Б – Барачная

признаку идентичен интрузиву 3-го ключа на северном фланге Дальнегорской ВТ-депрессии. Уплощение (или смещение?) приповерхностных частей сравниваемых интрузивов в северо-восточном направлении, возможно, связано с региональным сдвигом по Прибрежному разлому [7]. Субвулканические тела 3-го и 27-го ключей, образовавшиеся в результате выдавливания магмы к флангам вулканических построек при проседании их сводов (классическая схема), в этом случае, могли использовать плоскости срывов на границе терригенных пород с эффузивами.

В числе других вулканических структур наибольшей мощностью вулканического покрова характеризуется Барачная ВТ-депрессия (рис. 3).

Перспективными для поисков новых месторождений

полиметаллов, по полученным данным, являются скрытые поднятия – «перемычки» – между Перевальной и Дальнегорской, Дальнегорской и Лидовской, Солонцовской и Дальнегорской, Верхне-Лидовской и Дальнегорской вулкано-тектоническими депрессиями, где мощность вулканического покрова составляет менее 250 м (рис. 3). В пределах некоторых из поднятий (Перевальная – Дальнегорская, Лидовская – Дальнегорская, Солонцовская-Дальнегорская) известны аномалии вызванной поляризации [4], являющиеся индикаторами сульфидоносных гидротерм.

Гравитационная модель складчатого-надвигового комплекса

Строение мезозойских кремнисто-терригенных комплексов, подстилающих эффузивы, изучено по

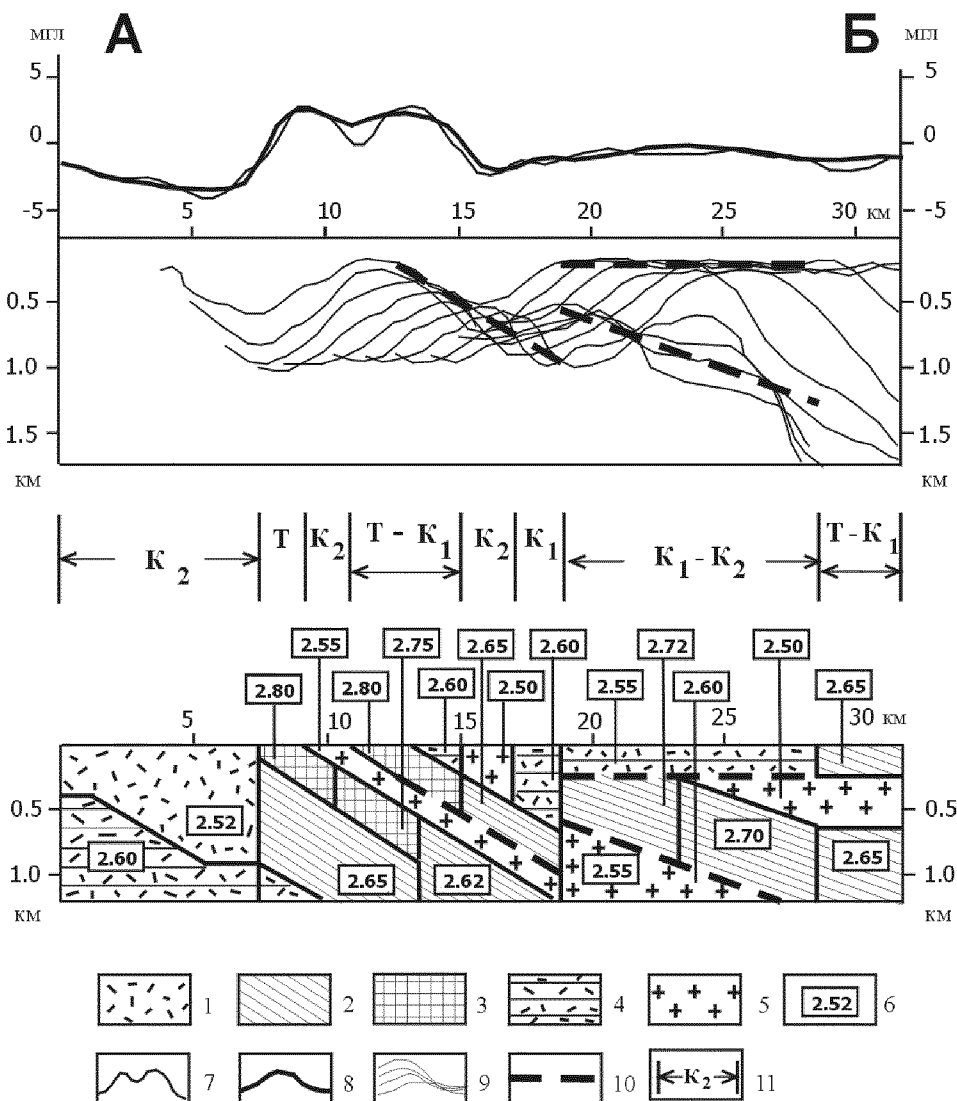


Рис. 4. Гравитационные модели строения кремнисто-терригенных комплексов по профилю А – Б (вверху – модель автокорреляционного зондирования, внизу – плотностная модель)

1 – эффузивные образования преимущественно ольгинского комплекса; 2 – мезозойские терригенные комплексы; 3 – интенсивно метаморфизованные кремнисто-карбонатно-терригенные породы триасово-юрского возраста; 4 – нерасчленяемые меловые вулканогенно-осадочные образования; 5 – субвулканические гранитоиды; 6 – плотность комплексов, г/см³; 7, 8 – гравитационные аномалии: наблюдаемая (7) и расчетная (8); 9 – кривые автокорреляционного зондирования (верхний разрез); 10 – опорные статистические гравитирующие границы; 11 – границы и возраст геоккомплексов на поверхности

профилю А-Б (рис. 4). Главные (доминирующие) особенности пространственной морфологии слоев и пластин, слагающих здесь терригенный разрез, выявлены с помощью гравитационного частотного зондирования (рис. 4, верхний разрез). Этим методом в пределах Садового рудного поля зоной сгущения кривых Z_f на глубине 0,2 км фиксируется субгоризонтальная граница раздела вулканического и терригенного комплексов, а в интервале глубин 0,5–1,2 км от поверхности наблюдаются наклонные границы внутри кремнисто-терригенной толщи (рис. 4, верхний разрез). Поведение этих границ согласуется с геологическим описанием тектонического покрова, сложенного карбонатными породами триасового возраста [9].

По результатам 2-мерного гравитационного моделирования, опирающегося на статистические гравитирующие границы (рис. 4, нижний разрез), в разрезе кремнисто-терригенных комплексов Дальнегорского района можно предположить существование двух тектонических пластин, характеризующихся повышенной плотностью. Одна из пластин вертикальной мощностью 0,7–0,8 км и плотностью 2,70 г/см³ слагает Садовое рудное поле, где на большей части она перекрыта вулканитами (рис. 3, 4). Вторая пластина выходит на поверхность в Центральном рудном поле района. Положение подошвы второй пластины (точнее – пакета пластин) выполненными расчетами не отображается. По совокупности геолого-геофизических данных второй (северо-западный) пакет пластин имеет сложное строение и в верхней части включает два горизонта интенсивно метаморфизованных пород, разделяемых субвулканическим силлом (рис. 4). К этим горизонтам приурочена основная часть промышленно значимых полиметаллических месторождений Дальнегорского района (рис. 3). Наличие силла, также как и более мелких субвулканических прослоев, неразличимых при исследованиях данного масштаба, внутри пакета тонких (вертикальной мощностью 0,3–0,4 км) метаморфизованных тектонических пластин, вероятно, способствовало активной циркуляции рудоносных гидротерм, связанных с их магматическими источниками на периферии ВТ-структур (Дальнегорской и Солонцовской). Магматическая прослойка внутри пакета тектонических пластин, кристаллизовавшаяся в виде силла (рис. 4), кроме этого, могла выполнять функцию «смазки» при взаимном смещении пластин, некоторые из которых классифицированы как тектонические покровы [9]. Аллохтонное залегание высокоплотных (2,75–2,80 г/см³) метаморфизованных пластин в верхней части разреза Центрального рудного поля ДРП косвенно подтверждается низкой расчетной плотностью подстилающей их толщи (2,65–2,62 г/см³), характерной для флишоподобных (или тектонически нарушенных?) пород.

Выводы

Рассмотренные материалы иллюстрируют трудности и возможности решения по гравиметрическим данным двух важных геологических задач в вулканических поясах: определение мощности вулканических покровов и изучение внутренней структуры подстилающих их

терригенных комплексов, к границам которых с вулканическими образованиями приурочена рудная минерализация. В Дальнегорском рудном районе с помощью 3-мерного гравитационного моделирования по обобщенным плотностным характеристикам главных геоккомплексов пород удалось построить схему рельефа подошвы вулканического покрова, определить границы и установить соподчиненность вулcano-тектонических структур, выявить участки неглубокого залегания кремнисто-терригенно-карбонатных пород, перспективные для поисков новых месторождений. Показана возможность изучения глубинных пространственных параметров метаморфизованных карбонатных горизонтов, продуктивных в отношении полиметаллической минерализации.

ЛИТЕРАТУРА:

1. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 249 с.
2. Гравиразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1981. 397 с.
3. Ипполитов О.М., Пиненжик, Р.М. Моделирование трехмерных объектов на малых ЭВМ // Методика и результаты геофизических исследований Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронежского университета, 1985. С. 95–100.
4. Петрищевский А.М. Гравитационное частотное зондирование земной коры по автокорреляционным функциям гравитационных аномалий // Прикладная геофизика. 1989. Вып. 121. С. 169–175.
5. Петрищевский А.М. Моделирование сложных геологических структур по аномалиям критической плотности // Глубинное моделирование геологических структур по гравитационным и магнитным данным. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 42–50.
6. Ростовский Ф. И. Магматогенно-рудная система Дальнегорского рудного узла в Приморье // Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 69–77.
7. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулcano-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 35–58.
8. Фремд Г.М., Рыбалко В.И. Вулcano-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 1972. 144 с.
9. Юшманов Ю.П. Конседиментационные тектонические покровы прибрежной зоны восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района // Тихоокеанская геология. 1986. №3. С. 99–107.
10. Юшманов Ю.П. Структурные особенности локализации золото-серебряного оруденения Дальнегорского рудного узла (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс) // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 16, № 2. С. 32–37.