

Соенгконо С. Магнитная модель глубоких плутонов под центром Вулканической зоны Таупо, Северный остров, Новая Зеландия

(S. Soengkonon A magnetic model for deep plutonic bodies beneath the central Taupo Volcanic Zone, North Island, New Zealand // Journal of Volcanology and Geothermal Research 68 (1995) 193-207)

### Резюме

Центр Вулканической зоны Таупо (ВЗТ) является регионом интенсивного четвертичного риолитового вулканизма и геотермальной активности на Северном острове Новой Зеландии, на которой около 14 000 км<sup>3</sup> пирокластики и лав было извергнуто в течение последних 1.6 млн. лет. Анализ аэромагнитных данных над ВЗТ показал присутствие длинноволновых (10 до 25 км) магнитных аномалий, которые приблизительно следуют тренду современной активности в восточной части ВЗТ от севера озера Таупо до востока озера Роторуа. Интерпретация длинноволновых магнитных аномалий, с использованием 3х мерного моделирования позволяет предполагать, что эти аномалии обусловлены магнитным влиянием вулканогенных толщ мощностью 3 км и более глубинными намагниченными телами, расположенными в немагнитной верхней коре (4-7 км на глубине) под более молодыми (<0.7 млн. лет), в настоящее время активной восточной части ВЗТ. Глубинные магнитные тела интерпретируются, как твёрдые риолитовые субвулканические интрузии, которые имеют температуру ниже точки Кюри. Хотя обширные плутоны под ВЗТ предполагались до этого исследования, оказалось, что результаты этой интерпретации магнитных измерений являются первой геофизической моделью таких тел.

### 1. Введение

Вулканическая зона Таупо (ВЗТ) на Северном Острове Новой Зеландии является сложной вулканотектонической депрессией (Nealy, 1962), простирающейся на ~200 км от г. Руапеху до залива Пленти (рис. 1) и протянувшейся в сторону моря до острова Уайт. Её центральный сегмент между Таупо и Окатаина (т.е. центр ВЗТ) является регионом интенсивного четвертичного риолитового вулканизма и геотермальной деятельности. Около 14 000 км<sup>3</sup> вулканических пород изверглось, после того, как вулканизм начался в этом регионе (Hochstein et al., 1993).

Центр ВЗТ располагается, главным образом, на отметках от 300 до 600 м над уровнем моря. Она обозревается с 800-1700-метровых высот, сложенных мезозойскими осадочными породами фундамента (граувакки и аргиллиты), расположенных на западе и юго-востоке. Породы фундамента были вскрыты на глубинах 0.5-1.5 км ниже уровня моря в геотермальных скважинах на Каверау, Охааки-Бродлэндс и Ротокава у восточной границы ВЗТ (рис. 1). Они не были достигнуты глубокими скважинами на геотермальных полях Нгатамарики (2.4 км ниже уровня моря) и Мокаи (2.1 км ниже уровня моря) расположенные вдали от границ ВЗТ. Интерпретация остаточных гравитационных аномалий с использованием постоянной разницы плотностей 500 кг/м<sup>3</sup> для вулканических пород (Rogan, 1982) позволила предполагать наличие обширной депрессии в фундаменте под ВЗТ, глубина которой достигает 2-2.5 км ниже уровня моря в центральной части. Данные отражений сейсмических волн (Robinson et al., 1981; Stern and Davey, 1985; Stern, 1985, 1986) показывают присутствие высокоскоростного 5.4-5.5 км/с подстилающего горизонта на ~1.5 км ниже уровня моря, который согласно Stern (1987) сложен более древними вулканическими породами неизвестной мощности.

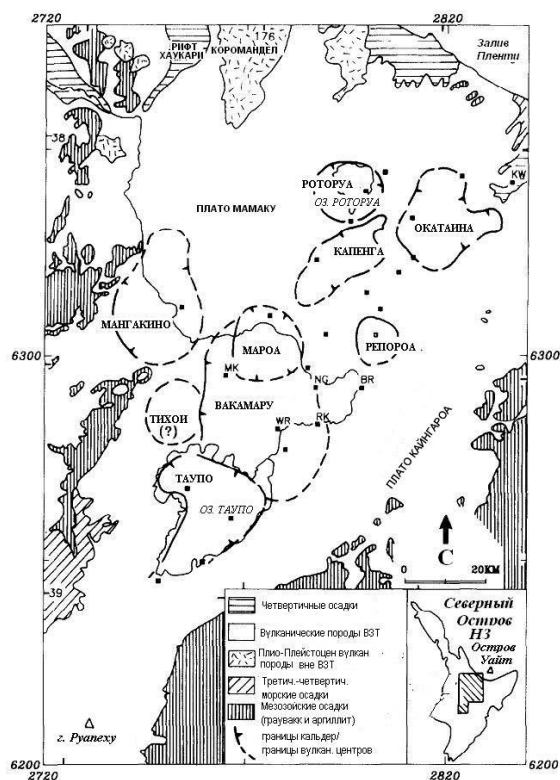


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Вулканической зоны Таупо (ВЗТ), показывающая расположение известных и предполагаемых риолитовых кальдер и вулканических центров. Геотермальные поля показаны чёрными квадратами (WR = Вайракей);

*RK* = Ротокава; *BR* = Охааки-Бродлэндс; *NG* = Нгатамарики; *MK* = Мокаи, *KW* = Каверау). Сетка координат в виде картографической сетки Новой Зеландии (км).

Глубинная структура фундамента ВЗТ ещё, в основном, неизвестна. В этой статье обсуждается интерпретация длинноволновых аэромагнитных аномалий над центром ВЗТ, которая даёт некоторую информацию о структуре фундамента под вулканическим заполнением.

## 2. Геологическая структура центральной части ВЗТ

Риолитовые вулканические центры и кальдеры в центре ВЗТ, которые были охвачены геологическими исследованиями и геофизическими интерпретациями, показаны на рисунке 1. Вулканические центры Мароа, Окатаина, Роторуа и Таупо были известны по результатам поверхностного геологического картирования (Healy, 1962, 1964). Существование центра Капенга было обнаружено Rogan (1980, 1982) по данным интерпретации гравиметрических и магнитных результатов исследований. Вулканический центр Мангакино был определён по поверхностным геологическим исследованиям (Blank, 1965; Wilson et al., 1984) и интерпретации гравитационных измерений (Rogan, 1980, 1982). Wilson et al. (1986) предполагал наличие большой кальдеры Вакамару, которая включает меньший по размерам вулканический центр Мароа, на основании обнаружения большого объёма игнимбритов, извергнутых примерно 0.3 млн. лет назад. Вулканический центр Тихои в западной части ВЗТ был выделен при интерпретации магнитометрических исследований. Существование небольшого вулканического центра Репороа на востоке ВЗТ прогнозировали Nairn et al. (1994) при поверхностном геологическом картировании и интерпретации данных бурения.

Начальная стадия активности в центре ВЗТ происходила в западной её части. Вулканический центр Мангакино был активен около 1.62-0.87 млн. лет назад (Briggs et al., 1993). Предполагаемый вулканический центр Тихои имел магнитные характеристики аналогичные магнитным характеристикам вулканического центра Мангакино (Soengkoно, 1990) и, вероятно, был активен в тоже время, что и Мангакино. Палеомагнитные измерения и интерпретация аэромагнитных данных (Soengkoно et al., 1992) показали, что обратная намагниченность вулканических пород (возраст >0.73 млн. лет; Mankinen and Dalrymple, 1979) широко распространена в западной части центра ВЗТ. По-видимому, вулканическая активность мигрировала в течение последних 0.7 млн. лет на восток, где располагаются активные вулканы и современные активные геотермальные системы (Hochstein et al., 1993).

## 3. Аэромагнитные исследования и данные редукции

Весь объём аэромагнитных данных, используемых в этом исследовании, был получен при региональном изучении Департаментом Новой Зеландии научных и промышленных исследований (DSIR) в начале 1950 года и при измерениях выполненных во время меньших по объёму, но более детальных изучений Институтом геотермии Оклендского Университете (GI-AU) между 1984 и 1993гг. Региональные работы DSIR выполнялись на высоте 1500 м над уровнем моря вдоль широтных маршрутов полётов с интервалом между ними 2-4км на всей площади ВЗТ. Детальные описания исследований приведены Gerard и Lawgie (1955), которые представили результаты в виде карты изолиний наблюденной общей напряжённости магнитного поля (первичные данные отсутствуют). Для этого исследования данные DSIR были оцифрованы по карте с интервалом 2-3км в широтном направлении вдоль или рядом с маршрутами полётов. Данные GI-AU, покрывающие лишь часть центра ВЗТ, измерялись на оптимальной высоте 760 м над уровнем моря по маршрутам, разделённые пространством ~1км. Детальное описание некоторых работ GI-AU приводятся Ignacio (1985), van Dijck (1988) и Soengkoно (1990).

Остаточные магнитные аномалии рассчитанные по данным DSIR значительно позднее Whiteford (1976) и Hunt, Whiteford (1979a, b), использующие нормальное магнитное поле H3 Reilly и Burrow (1973), и Rogan (1980, 1982), который применил модифицированное нормальное геомагнитное поле H3 Reilly et al. (1978). Данные исследований GI-AU были восстановлены с использованием глобального Международного Геомагнитного Базисного Поля (IGRF) Malin и Barraclough (1981). Анализ данных DSIR и GI-AU по обнажениям немагнитного фундамента, сложенного граувакками и аргиллитами, проведенный Soengkoно (1990) показал, что глобальное воспроизведение IGRF, в деталях, земных вариаций на ВЗТ даёт такие же аномальные значения на той же площади между 1950 и 1988гг. Поэтому данные DSIR также были преобразованы в этом исследовании с использованием глобального поля IGRF для получения результатов, которые сопоставимы с остаточными аномалиями исследований GI-AU. Ровное региональное поле первого порядка, определяемое трёхмерной многочленной интерпретацией магнитных аномалий над немагнитными породами фундамента (Soengkoно, 1990), было вычислено по магнитным данным. Данные процесса восстановления в этом исследовании позволило определить остаточные аномалии на 760 и 1500 м над уровнем моря, которые имеют нулевое значение над магнитно спокойным регионом за пределами ВЗТ.

was subtracted from the magnetic data. The data reduction process in this study produced residual anomalies at 760 and 1500 m a.s.l. that have zero values over the magnetically undisturbed region outside the TVZ.

## 4. Остаточные магнитные аномалии на ВЗТ

Остаточные магнитные аномалии, полученные по данным исследований GI-AU (760 м над ур.м.) и DSIR (1500 м над ур.м.) показаны на рис. 2 и 3, соответственно, изолиниями 100-нТ. Сопоставление эти систем данных показывает похожие положительные остаточные аномалии региона между озерами Таупо и Роторуа.

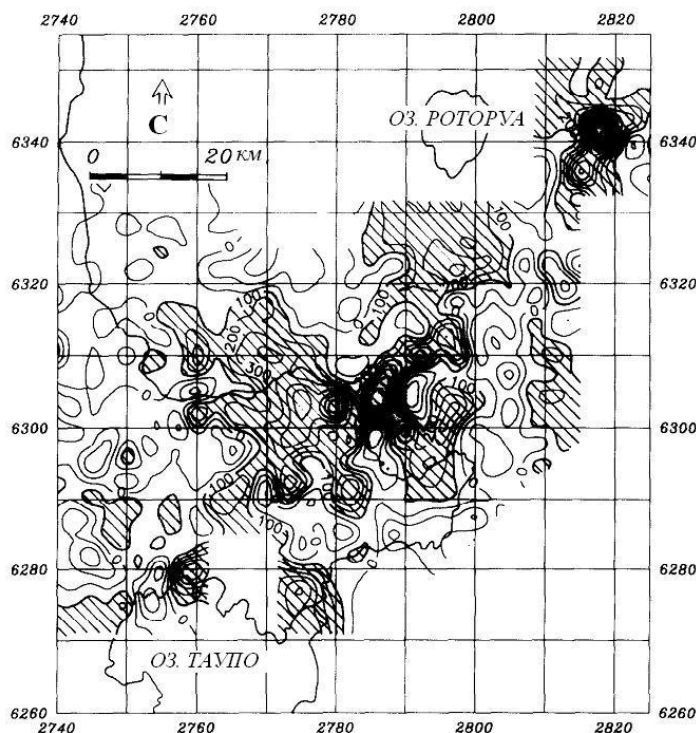


Рис. 2. Остаточные аэромагнитные аномалии центра ВЗТ на 760 м над ур. М.. Интервал между изолиниями 100нТ. Показаны площади с остаточными аномалиями >100нТ (штриховка), координаты представлены в виде картографической сетки НЗ (км).

Коротковолновые аномалии показаны на рис. 2 и 3. Детальная интерпретация низкоуровневых (760м над ур. м.) остаточные аномалии по результатам исследований GI-AU (Ignacio, 1985; Soengkono, 1985; van Dijck, 1988; Soengkono and Hochstein, 1992; Soengkono et al., 1992) показали. Чтобольшая часть коротковолновых компонентов может быть объяснена влиянием рельефа и неглубокие магнитные структуры внутри вулканического заполнения ВЗТ. Последнее ассоциируется с контактами между различных свит вулканических пород и гидротермальным размагничиванием геотермальных резервуаров. Woodward и Caldwell (1992) показали, что коротковолновые аномалии также могут быть обусловлены большими изменениями, связанными с близ поверхностными магнитными объектами, которые могут располагаться в этих же вулканогенных свитах.

Помимо коротковолновых эффектов малоглубинных структур вулканического заполнения данные, показанные на рис. 2 и 3, также содержат длинноволновые компоненты, о чём свидетельствуют когерентные положительные ( $> 100$  нТ) аномалии в районе, простирающемся от озера Таупо до восточной части озера Роторуа (рис. 3). Однако, даже на высоте 1500м над ур. м. (см. рис. 3) эти длинно-волновые магнитные аномалии определяются не достаточно хорошо, поскольку они искажены коротковолновыми компонентами. Вслед за Rogan (1980), был применён метод фильтрации с использованием трансформации, направленной вверх (Henderson, 1970), к аномалиям остаточной намагниченности, чтобы ослабить коротковолновые эффекты. То, что показано на рис. 4 является результатом преобразования вверх данных GI-AU от высоты 760м над уровнем моря (рис. 2) до высоты 1500м над ур. моря. Сходство между длиной волны и амплитудами аномалий распространённых вверх на рис. 4 и такими же данными, наблюдаемых остаточных аномалий в центральной части рис. 3, показывают, что длинноволновые компоненты остаточных аномалий DSIR не обусловлены наложением. Рис. 5 показывает продолжение вверх аномалий, показанных на высоте 5000м над уровнем моря по данным DSIR (которые покрывают большую площадь).

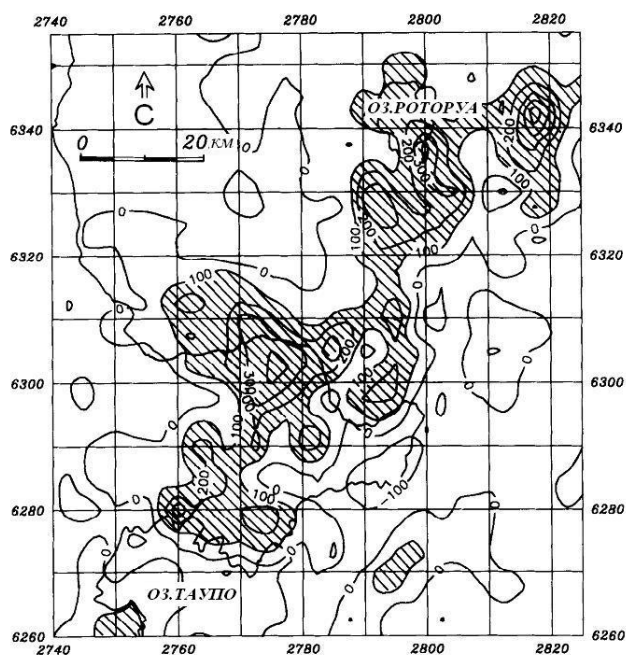


Рис. 3. Остаточные аэромагнитные аномалии над центром ВЗТ на 1500м над уровнем моря. Интервал между изолиниями  $100 \text{ нТ}$ . Показаны участки с остаточными аномалиями  $> 100 \text{ нТ}$  (заштрихованы). Сетка координат представлена в виде картографической сетки НЗ (км).

### 5. Глубинные магнитные структуры ВЗТ

Первая полная интерпретация аэромагнитных данных на ВЗТ была проведена Rogan (1982). На основании допущения, что немагнитный граувакково-аргиллитовый фундамент сплошь подстилает ВЗТ, Rogan моделировал длинноволновые аномалии остаточной намагниченности по данным в виде понижения в фундаменте (т.е. аналог гравитационной модели), которое заполнено нормально намагниченными вулканическими породами с предполагаем общим намагничиванием (т.е. остаточная намагниченность+наведённая)  $2.5 \text{ А/м}$ .

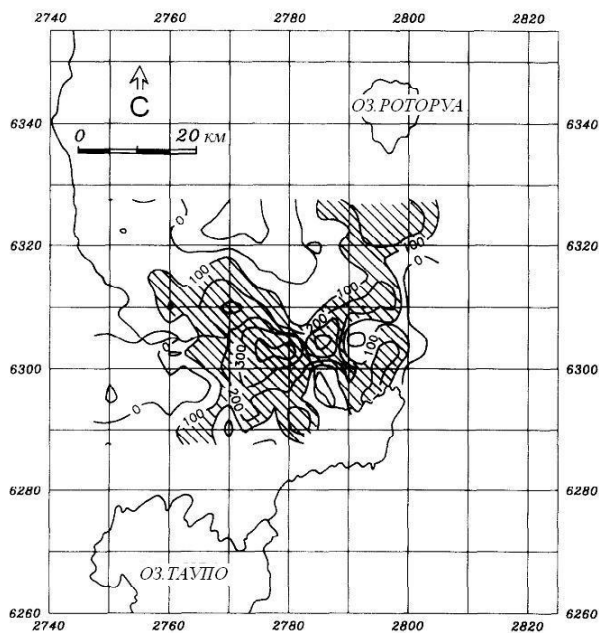


Рис. 4. Остаточные аэромагнитные аномалии, полученные в результате продолжения высот вверх над центром ВЗТ от 760 м над уровнем моря (рис. 2) до 1500 м над ур. моря. Интервал между изолиниями  $100 \text{ нТ}$ . Показаны участки с остаточными аномалиями  $> 100 \text{ нТ}$  (заштрихованы). Сетка координат представлена в виде картографической сетки НЗ (км).

Для интерпретации Rogan представил аномалии общей остаточной намагниченности на 1500 м над уровнем моря в виде псевдогравитационных аномалий, используя псевдогравитационный фильтр (Bogdanov, 1957) с отношением плотность/намагниченность  $-200 \text{ кг/м}^3 (\text{А/м})^{-1}$ . Это привело аномальное поле на 11500 м над ур. моря к эквивалентной гравитационной аномалии, которая могла бы наблюдаться, если бы породы, вызывающие магнитную аномалию, обладающую контрастом плотности пропорциональным контрасту намагниченности. После псевдогравитационные аномалии моделировались Rogan с использованием программы интерпретации 3-мерной гравитации, так как пригодной программа интерпретации 3-мерной намагниченности не было. Наиболее соответствующие рассчитанные аномалии, после того как были трансформированы назад в псевдомагнитные аномалии с использованием фильтра псевдонамагниченности (в отличие от псевдогравитационного фильтра) показали хорошее соответствие наблюдаемым остаточным аномалиям на 1500 м над уровнем моря.

Средние значения намагниченности основных вулканических пород ВЗТ, которые нормально магнитные, приводятся в таблице 1. Эти данные позволяют предполагать, что средняя общая намагниченность с валовым составом нормально магнитных вулканических пород в центральной и восточной частях ВЗТ, составляет лишь около 1.7 А/м. На западе ВЗТ обратно намагниченные породы широко распространены на земной поверхности с эквивалентной средней общей намагниченностью около  $-0.4 \text{ А/м}$  (т.е. величина  $0.4 \text{ А/м}$  вектора общей намагниченности со склонением  $145^\circ$  и со склонением  $+74^\circ$ ) (Soengkono et al., 1992).

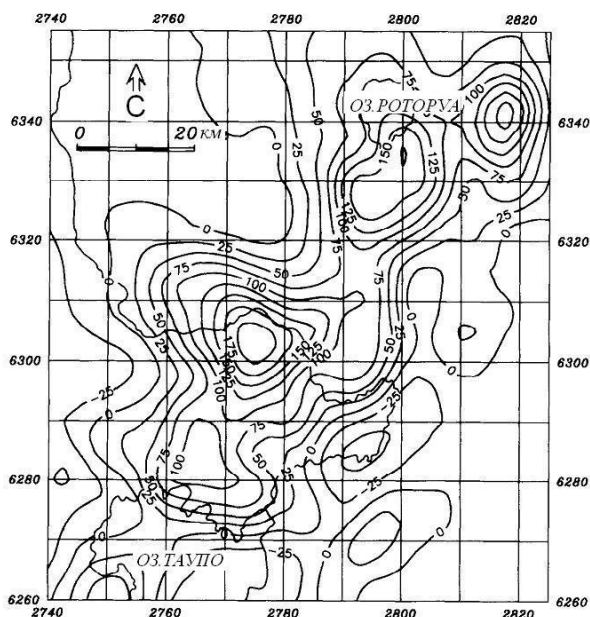


Рис. 5. Остаточные аэромагнитные аномалии в центре ВЗТ на 5000 м над уровнем моря (вверх продолжено по данным, наблюдаемым на 1500 м над ур. моря, показанным на рис. 3). Интервал между изолиниями - 25 нТ. Сетка координат представлена в виде картографической сетки НЗ(км).

**Таблица 1** Средние значения общей намагниченности нормально магнитных основных вулканических пород Вулканической зоны Таупо. Средние значения спекшихся игнимбритов. Риолитовых лав и несцементированных вулканических пород были рассчитаны с использованием данных, опубликованных Whiteford и Lumb (1975); средняя общая намагниченность андезитов оценивается из детального моделирования намагниченности van Dijk (1988), Soengkono (1990), Soengkono et al. (1992) и Soengkono, Hochstein (1992). Объемная часть соответствует общему заполнению рассчитанному по данным бурения поперек ВЗТ и геологическим разрезам через вариации геотермальных ресурсов

Тип породы	Номер пробы	Среднее значение общей намагниченности (А/м)	Объемная часть (%)
Спекшиеся игнимбриты	146	2.0	36
Риолитовые лавы	86	2.7	13
Несцементированные вулканические породы (туф, пемза, вулканическая брекчия и песок)	145	0.2	35
Андезиты	-	3.5	16

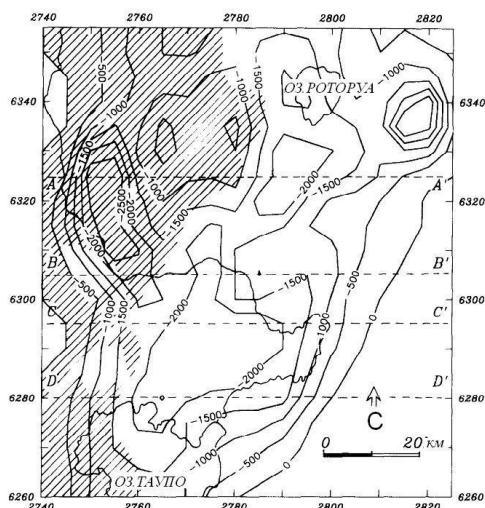


Рис. 6. Простейшая модель намагниченности вулканического заполнения центральной части ВЗТ. Сплошные с 500-метровым интервалом изолинии показывают основание вулканического заполнения (ниже уровня моря). Верхняя часть модели находится на уровне земной поверхности (300-600м над уровнем моря). Район, где поверхность обратно намагниченных пород располагается выше на 200м, чем уровень моря показан штриховкой. Координатная сеть представлена в виде картографической сетки НЗ (км).

Чтобы получить более реалистичный теоретический эффект влияния вулканического заполнения была построена новая 3х мерная модель (рис. 6), с использованием глубин фундамента модели, построенной по результатам интерпретации гравитационных данных (Rogan, 1982). Она было модернизирована с использованием информации, полученной при бурении геотермальных скважин в центре ВЗТ. 3х-мерная модель намагниченности также включает горизонт обратно намагниченных вулканических пород, интерпретированный по данным, полученным на западе ВЗТ Soengkono (1990). Была использована 3х-мерная программа для интерпретации намагниченности, описываемая алгоритмом Barnett (1976), чтобы рассчитать магнитные эффекты модели. Рис. 7 показывает влияние намагниченности вулканического заполнения ВЗТ на высотах 760м и 5000м над уровнем моря изолиниями 100-nT и 25-nT, соответственно. Рис. 7 также показывает, что влияние намагниченности вулканического заполнения на высоте 500м над уровнем моря незначительное и лишь может объяснить около 30% длинноволновых аномалий показанных на рис. 5. Амплитуда, рассчитанных аномалий на высоте 760 м над уровнем моря (максимальное значение < 200 nT), также меньше, чем амплитуда длинноволновых компонентов, наблюдаемых остаточных аномалий на рис. 2 (максимальное значение > 300 nT). Этот результат моделирования вулканического заполнения предполагает существование какой-то более глубоко расположенной магнитной массы в немагнитном граувакко-аргиллитовом фундаменте.

Изучение гравиметрических карт ВЗТ, опубликованных Woodward и Ferry (1973, 1974) показало, что длинноволновые гравитационные аномалии, связанные с предполагаемыми глубоко расположенными массами, отсутствуют.

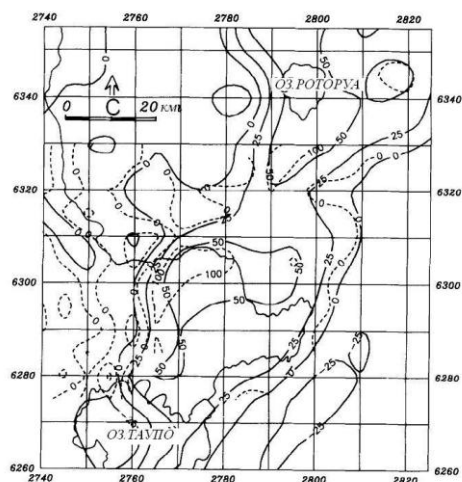


Рис. 7. Модель влияния намагниченности на рис. 5 на высоте 5000м над уровнем моря (сплошные изолинии с интервалом через 25-nT) и на высоте 760 м над ур. моря (пунктирные изолинии через интервал 100-nT). Значения общей (т.е. остаточной и наведённой) намагниченности, используемые для расчёта, составляли 1.7 А/м и -0.4 А/м (т.е. магнитуда 0.4 А/м вестора общей намагниченности, со склонением 145° и со склонением + 74°) для нормально и обратно намагниченных пород, соответственно. Сетка координат применена в виде картографической сетки НЗ (км).

Такое отсутствие гравитационных аномалий позволяет предполагать, что глубинные магнитные массы в земной коре имеют среднюю плотность аналогичную средней плотности пород граувакко-аргиллитового фундамента. Поскольку информация о намагниченности предполагаемых коровых масс отсутствует, то моделирование глубинной магнитной структуры проводилось с использованием методом проб и ошибок, чтобы получить модель глубоко расположенных магнитных тел, которые, наряду с вулканическим заполнением, могут оказывать эффекты, соответствующие длинноволновым аномалиям на двух разных высотах, т.е 5000м над уровнем моря (рис. 5) и 760 м над уровнем моря (рассчитанные исходя из тренда аномалий показанных на рис. 2). 3х-мерная модель глубинных магнитных масс ограничивалась использованием тел простой формы, имеющие вертикальные стенки и ровные кровлю и подошву. Было установлено, что кровля таких нормально намагниченных тел располагается примерно 4км ниже уровня моря. Когда кровля располагалась на меньшей глубине, то затухание рассчитанных аномалий было таким, что синхронная приемлемая подгонка обоих комплектов длинноволновых аномалий на 760 и 5000м над уровнем моря, не могла быть достигнута. Так же было найдено, что моделирование было довольно чувствительно, в отношении латеральной протяжённости модели, которая ограничивалась простираем наблюдаемых аномалий, показанным на рис. 5. Однако, глубина основания модели может изменяться в соответствии с намагниченностью данной модели.

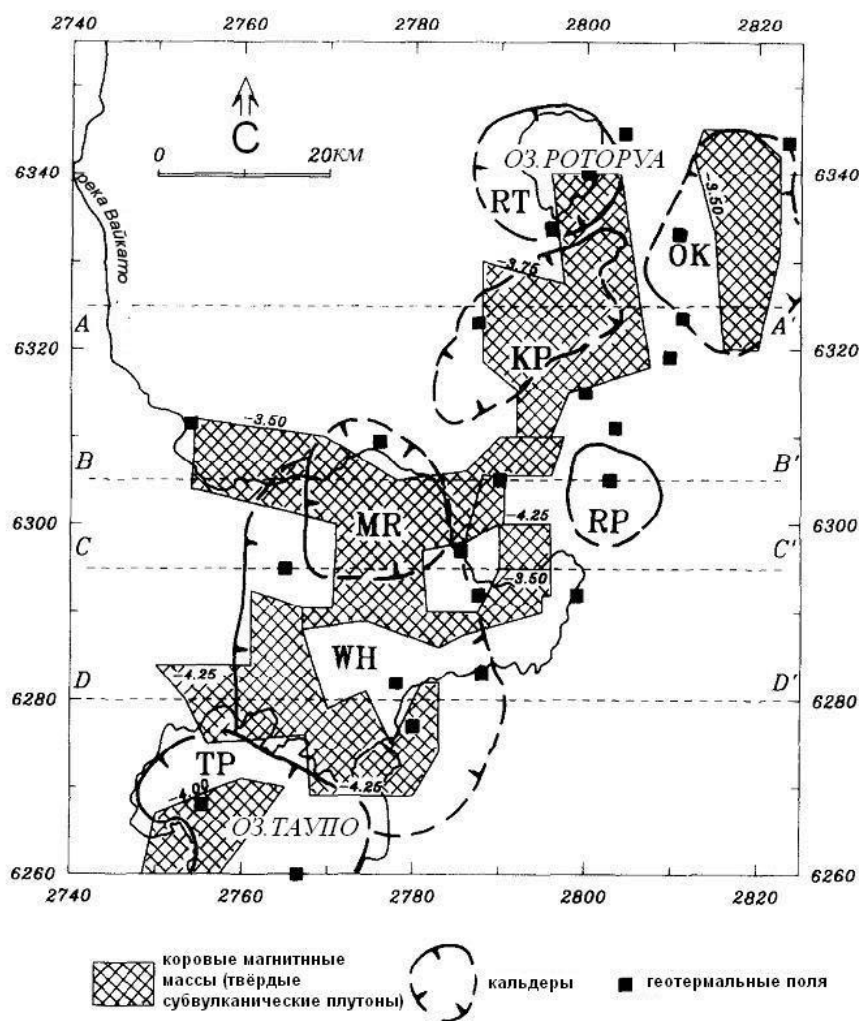


Рис. 8. Карта, показывающая магнитную модель глубинных тел в земной коре центральной части ВЗТ. Отрицательные числа вблизи краев модели обозначают глубину кровли тел в км ниже уровня моря. Чёрные квадраты показывают геотермальные поля. Так же показано расположение кальдер и вулканических центров известных или предполагаемых, бывших активными в течение последних 0.73 млн. лет (ТР= Таупо; WH= Вакаварева; MR=Мароа; RP=Репороа; KP=Капенга; ОК=Окатаина; RT= Роторуа). Сетка координат представлена в виде картографической сетки НЗ(км).

Допуская, что точка Кюри ( $\sim 575^{\circ}\text{C}$ ) под ВЗТ достигается где-то между 6км и 10км ниже уровня моря, общая намагниченность масс земной коры может быть между 3.5 А/м и 1.5 А/м. Для сравнения под районом Йеллоустонского Национального Парка глубина расположения точки Кюри определялась в интервале 6-8км ниже уровня моря (Smith et al., 1974) и в интервале 7-9км ниже уровня моря под вулканическими зонами Сан-ин и Рюкю на острове Кюсю (Okubo et al., 1985).

Наиболее пригодная модель магнитных масс земной коры, с использованием намагниченности 2.5 А/м (т.е. среднее значение между 1.5 и 3.5) со склонением  $20^\circ$  и наклонением  $-65^\circ$  (т.е. аналогично склонениям магнитного поля Земли над ВЗТ), показана на рис. 8. Влияние вариаций склонения (до  $+40^\circ$ ) и наклонения (до  $\pm 10^\circ$ ) магнитного вектора в рассчитанных аномалиях являются небольшими ( $< 10\%$ ).

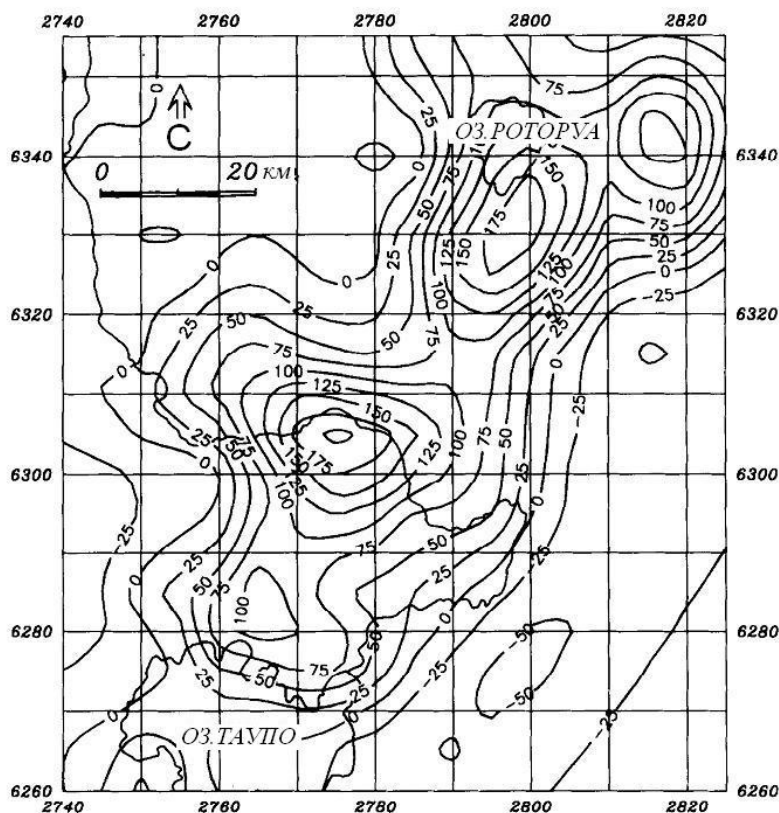


Рис. 9. Модели магнитных эффектов, показанные на рис.6 и рис. 8 на высоте 5000м над уровнем моря. Интервал между изолиниями - 25 нТ. Сетка координат представлена в виде картографической сетки НЗ (КМ).

Моделированием также охвачены вулканический центр Роторуа и часть вулканического центра Таупо, хотя эти районы не были покрыты исследованиями GI-AU с высоты 760 м над уровнем моря (смотри рис. 2). Рассчитанные аномалии вулканического заполнения модели магнитных масс в земной коре показаны на рис. 9, которые воспроизведены главными структурами, продолженными вверх данными на рис. 5. Профили, показывающие наблюдаемые и рассчитанные аномалии как на высоте 5000м, так и на 760 м над уровнем моря, представлены на рис. 10а и рис. 10б.

Рис. 6, 8 и 10 показывают 3-з мерную магнитную модель ВЗТ, которая сложена нормально и обратно намагниченным вулканическим заполнением и глубже нормально магнитными массами в земной коре (кровли примерно на 4км ниже уровня моря). Магнитные эффекты этой модели соответствуют наблюдаемым длинноволновым магнитным полям на высотах 760 и 5000м над уровнем моря (смотри рис. 10). Однако, модель не включает каких-либо мелких неглубоко расположенных магнитных структур внутри вулканического заполнения, которые бы отражали коротковолновые аномалии. Фиксируемые на высоте 760 м над уровнем моря.

Несмотря на наличие неопределённостей, относящихся к глубине подошвы, глубоко расположенных магнитных тел, которые возможно находятся в интервале 6-10км ниже уровня моря, что соответствует общей намагниченности, используемой при расчётах. Кровля и горизонтальное простирание магнитных тел в земной коре ограничено интерпретацией аэромагнитных данных. Однако, остаётся вопрос о типе пород, которые формируют магнитные массы в земной коре, показанные на рис. 8 и 10.

## 6. Обсуждение

Обычно принято, что вулканические поля, продуцирующие большие объёмы кислой пирокластики связаны с коровыми магматическими телами (Lipman, 1984; Wohletz, Heiken, 1992). Изучение некоторых кальдер США (Smith and Shaw, 1975) показали, что около 10% магмы разгружается из корового магматического очага во время большого кальдерообразующего извержения. На ВЗТ несколько больших характерных извержений (порядка  $100\text{км}^3$ ) происходили в последние миллионы лет (Wilson et al., 1984).



Вероятно, что большие остывающие плутонические тела существуют под ВЗТ, являющиеся частью магмы, которая не дренировалась извержениями.

Изучение равновесных давлений вкрапленников риолитовых пород вулканического центра Мароа Ewart et al. (1975) позволяет предполагать, что риолитовая магма достигала равновесного состояния на глубинах около 7-8км. Эти данные сопоставимы с данными исследований расплавных включений продуктов извержения на Таупо 186 года н.э. (Dunbar et al., 1989), что свидетельствует о минимальной глубине примерно в 5 км расположения магматического очага под вулканическим центром Таупо. Следовательно, предполагается, что магнитные коровые массы под ВЗТ (рис. 8 и рис. 10), ниже примерно 4км уровня моря (~4.5км ниже земной поверхности), представляют субвулканические плутоны, образовавшиеся в результате ассимиляции риолитовых интрузий, которые остыли до температуры Кюри. Предел общей намагниченности предполагаемых коровых масс (1.5 до 3.5 А/м) находится в интервале намагниченности кислых интрузий, приведенных Telford et al. (1978) и Carmichael (1982), учитывающий магнитуду земного магнитного поля НЗ (55,000 нТ).

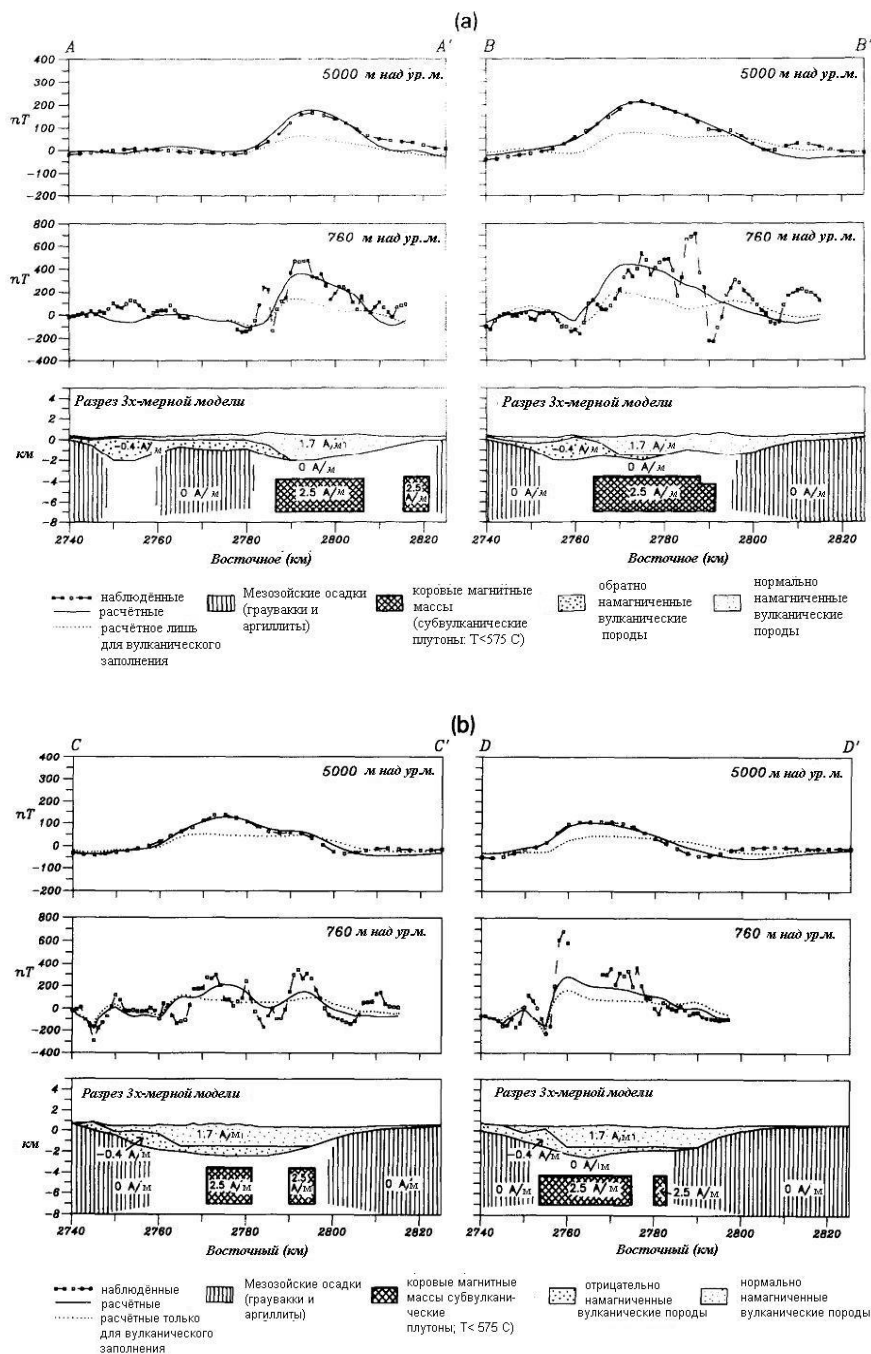


Рис. 10. (а) Профили интерпретаций магнитных данных по линиям AA' и BB' показывают разрезы 3х-мерных моделей (разрезы внизу) и сопоставление наблюдаемых аномалий (квадраты) на высотах 760м над уровнем моря (средние разрезы) и на 5000 м над уровнем моря (верхние разрезы), теоретические эффекты полной модели (сплошные линии) и теоретические эффекты вулканического заполнения (точечные линии). Отмечается, что данные для высот 760м и 5000м над уровнем моря нанесены на графики с использованием разных вертикальных масштабов. Расположение профилей показано на рис. 6 и 8. (б) Профили интерпретации магнитных данных по линиям CC' и DD'. Комментарий для рис.10а также применим к этому рисунку.

Основание магнитных масс (около 7 км ниже уровня моря при допущении общей намагниченности 2.5 А/м) может лишь указывать глубину, где достигается точка Кюри риолитовых интрузий (~575°C). Это не обязательно является реальной подошвой плутонических тел. Хотя существование плутонических тел под ВЗТ ранее предполагалось (Ewart et al., 1975; Cole, 1981), очевидно, что эта интерпретация является первой геофизической моделью таких тел.

Твёрдые субвулканические плутоны, прогнозируемые по магнитной модели (рис. 8), располагаются в ряду вдоль СВ-ЮЗ направления, совпадающего с простираем структур современного активного тектонизма в восточной части ВЗТ. Магнитные плутоны нормально намагничены. Это может означать, что они затвердели после поздней фазы инверсии геомагнитного поля 0.73 млн лет тому назад (Mankinen and Dalrymple, 1979). Однако, прямая корреляция между горизонтально расположенными более глубокими магнитными плутонами и латеральным расположением известных или предполагаемых кальдер, которые были активными после 0.73 млн. лет, отсутствует. Изолированное отвердевшее плутоническое под вулканическим центром Окатаина находится полностью в пределах структуры кальдеры, но её горизонтальное распространение меньше, чем горизонтальные параметры кальдеры. Лишь его северный и южный края достигают границ кальдеры. На рис. 8 также можно видеть, что большие части внутри кальдер Роторуа, Капенга, Мароа-Вакамару и Таупо и вся кальдера Репороа не подстилаются магнитными плутонами. Поскольку плутоническое тело, по-видимому, может существовать под всей площадью связанной с ним кальдерной структурой (Smith, Shaw, 1975), то такие участки внутри кальдеры на рис. 8, где глубинные намагничённые тела отсутствуют, могут подстилаться частями плутонических тел, которые ещё сохраняют свою высокую температуру (>500°C) и, следовательно, имеют очень слабую намагниченность. Существование таких нагретых плутонов может быть объяснено присутствием активных геотермальных полей внутри кальдерных структур, которые, как можно видеть на рис. 8, ассоциируются с районами, где глубинные магнитные массы отсутствуют. В этой модели намагничённые коровые породы возможно представляют районы, где интрузивные тела остыли в результате глубокой циркуляции метеорных флюидов (т.е. районы водного питания геотермальных систем). На рис. 8 можно наблюдать, что имеются районы за пределами откартированных кальдер, которые подстилаются предполагаемыми плутоническими телами. Такие районы встречаются к западу от вулканического центра Таупо, западнее вулканического центра Мароа и между Мароа-Вакамару, вулканических центров Репороа и Капенга. Возможно, что погребённые неизвестные вулканические центры или кальдерные структуры существуют под некоторыми из этих районов.

## 7. Заключение

Более ранняя интерпретация длинноволновых магнитных аномалий на ВЗТ, выраженная в виде депрессий в фундаменте, заполненных магнитными вулканическими породами должна подвергаться ревизии, поскольку оказалось, что влияние вулканического заполнения слишком слабое, для объяснения длинноволновых аномалий, полученных при анализе магнитных данных с высоты 5000м над уровнем моря. Альтернативная модель предлагается в этом исследовании, которая показывает, что длинноволновые аномалии вызваны нормально и обратно намагничёнными вулканическими породами наряду с нормально намагничёнными коровыми массами (кровля их примерно на 4км ниже уровня моря).

Предполагается, что более глубокие магнитные коровые массы представлены сложными телами риолитовых субвулканических плутонов, которые остыли до температуры ниже точки Кюри. Намагничённые плутоны расположены вдоль СВ направления, следуя простираем молодой и современной активной восточной части центра ВЗТ. Геотермальные поля располагаются вблизи предполагаемых краев магнитных масс в земной коре, и предполагается, что они связаны с частями плутонических тел, которые ещё нагреты ( $T > 500^\circ\text{C}$ ).

## Acknowledgements

The author would like to thank Prof M.P. Hochstein (Geothermal Institute, The University of Auckland, NZ) for his assistance with this study and his valuable comments on the first draft of the manuscript. The author also thanks Mr. T.G. Caldwell (Institute of Geo-logical and Nuclear Sciences, Kelburn, Wellington) and an anonymous referee for their valuable comments and constructive criticisms.

## Ссылки

- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic anomalies. *Geophysics*, 22: 359-383.
- Barnett, C.T., 1976. Theoretical modeling of the magnetic and gravitational fields of an arbitrarily shaped three-dimensional body. *Geophysics*, 41(6): 1353-1364.
- Blank, H.R., 1965. Ash-flow deposits of the central King Country, New Zealand. *N.Z. J. Geol. Geophys.*, 8: 588-607.
- Briggs, R.M., Gifford, M.G., Moyle, A.R., Taylor, S.R., Norman, M.D., Houghton, B.F. and Wilson, C.J.N., 1993. Geochemical zoning and eruptive mixing ignimbrites from Mangakino volcano, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 56: 175-203.
- Carmichael, R.S., 1982. Magnetic properties of Minerals and Rocks. In: R.S. Carmichael (Editor), *Handbook of Physical Properties of Rocks*, Volume II. GRC Press, Inc., Boca Raton, FL, pp. 229-287.
- Cole, J.W., 1981. Genesis of lavas of the Taupo Volcanic Zone, North Island, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 10: 317-337.
- Dunbar, N.W., Kyle, P.R. and Wilson, C.J.N., 1989. Evidence for limited zonation in silicic magma systems, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geology*, 17: 234-236.

- Ewart, A., Hildreth, W. and Carmichael, I.S.E., 1975. Quaternary acid magma in New Zealand. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51:1-27.
- Gerard, V.B. and Lawrie, J.A., 1955. Aeromagnetic surveys in New Zealand, 1949-1952. *Geophys. Mem. 3*, Department of Scientific and Industrial Research, Wellington, New Zealand.
- Healy, J., 1962. Structure and volcanism in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. In: G.A. Macdonald and H. Kuno (Editors), *The Crust of the Pacific Basin*. Am. Geophys. Union, *Geophys. Mon-ogr.* 6: 151-157.
- Healy, J., 1964. Volcanic mechanisms in the Taupo Volcanic Zone. *N.Z. J. Geol. Geophys.*, 7: 6-23.
- Henderson, R.G., 1970. On the validity of the use of upward continuation integral for total magnetic intensity data. *Geophysics*, 35: 916-919.
- Hochstein, M.P., Smith, I.E.M., Regenauer-Lieb, K., and Ehara, S., 1993. Geochemistry and heat transfer processes in the Quaternary rhyolitic systems of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Tectonophysics*, 223: 213-235.
- Hunt, T.M. and Whiteford, C.M., 1979a. Sheet 5 Rotorua (1st edition), *Magnetic Map of New Zealand 1: 250,000, Total Force Anomalies*. Department of Scientific and Industrial Research, Wellington, New Zealand.
- Hunt, T.M. and Whiteford, C.M., 1979b. Sheet 8 Taupo (1st edition), *Magnetic Map of New Zealand 1: 250,000, Total Force Anomalies*. Department of Scientific and Industrial Research, Wellington, New Zealand.
- Ignacio, C.P., 1985. Geophysical study of the Atiamuri and Ohakuri geothermal systems (Taupo Volcanic Zone). MSc thesis, lodged in the Library, The University of Auckland, 166 pp. (unpubl.).
- Lipman, P.W., 1984. The roots of ash flow calderas in Western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *J. Geo-phys. Res.*, 89:8801-8841.
- Mankinen, E.A. and Dalrymple, G.B., 1979. Revised magnetic polarity time scale for the interval 0-5 m.y. *B.P. J. Geophys. Res.*, 84: 615-626.
- Malin, S.R.C. and Barraclough, D.R., 1981. An algorithm for synthesizing the geomagnetic field. *Computers Geosci.*, 7(4): 401-405.
- Nairn, I.A., Wood, C.P. and Bailey, R.A., 1994. The Reporoacaldera, Taupo Volcanic Zone: source of the Kaingaroa Ignimbrites. *Bull. Volcanol.*, 56: 529-537.
- Okubo, Y., Graf, R.J., Hansen, R.O., Ogawa, K. and Tsu, H., 1985. Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics*, 53(3): 481-494.
- Reilly, W.I. and Burrow, A.C., 1973. The geomagnetic field in New Zealand at epoch 1970.5. *New Zealand Department of Scientific and Industrial Research Bull. 211* (*Geophys. Mem. 8*).
- Reilly, W.I., Burrow, A.C. and Syms, D.C., 1978. The geomagnetic field in New Zealand in epoch 1975. *N.Z. J. Geol. Geophys.*, 21: 127-133.
- Robinson, R., Smith, E.G.C. and Latter, J.H., 1981. Seismic studies of the crust under the hydrothermal areas of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 9: 253-267.
- Rogan, A.M., 1980. Geophysical studies of the Okataina Volcanic Centre. PhD thesis, lodged in the Library, The University of Auckland, 272 pp. (unpubl.).
- Rogan, A.M., 1982. A geophysical study of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *J. Geophys. Res.*, 87: 4073-4088.
- Smith, R.B., Shuey, R.T., Freidline, R.O., Otis, R.M. and Alley, L.B., 1974. Yellowstone hot spot: New magnetic and seismic evidence. *Geology*, 2: 451-455.
- Smith, R.L. and Shaw, H.R., 1975. Igneous-related geothermal systems. *U.S. Geol. Surv., Circ.* 726: 58-83.
- Soengkono, S., 1985. Magnetic study of the Mokai geothermal field. *Proc. 7th New Zealand Geothermal Workshop*, Geothermal Institute, Auckland University, pp. 25-30.
- Soengkono, S., 1990. Geophysical study of the western Taupo Volcanic Zone. Phd thesis, lodged in the Library, The University of Auckland, 350 pp. (unpubl.).
- Soengkono, S. and Hochstein, M.P., 1992: Magnetic anomalies over the Wairakei geothermal field, Central North Island, New Zealand. *Geotherm. Resour. Council Trans.*, 16: 273-278.
- Soengkono, S., Hochstein, M.P., Smith, I.E.M. and Itaya, T., 1992: Geophysical evidence for widespread reversely magnetised pyr-oclastics in the western Taupo Volcanic Zone (New Zealand). *N.Z. J. Geol. Geophys.*, 35: 47-55.
- Stern, T.A., 1985. A back arc basin formed within continental lithosphere: the Central Volcanic Region of New Zealand. *Tecton-ophysics*, 112:385-409.
- Stern, T.A., 1986. Geophysical studies of the upper crust within the Central Volcanic Region, New Zealand. In: I.E.M. Smith (Editor), *Late Cenozoic Volcanism in New Zealand*. *R. Soc. New Zealand Bull.*, 23: 93-111.
- Stern, T.A., 1987. Asymmetric back-arc spreading, heat flux and structure associated with the Central Volcanic Region of New Zealand. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 85: 265-276.
- Stern, T.A. and Davey, F.J., 1985. Crustal structure studies within the Central Volcanic Region of New Zealand. *Geophys. Div. Rep. 207*, Department of Scientific and Industrial Research, Wellington.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. and Keys, D.A., 1978. *Applied Geophysics* (2nd reprint). Cambridge University Press, 860 pp.
- van Dijck, M.F., 1988. Interpretation of airborne magnetic anomalies over selected geothermal systems in the Maroa-Taupo area. MSc thesis, lodged in the Library, The University of Auckland, 130 pp. (unpubl.)
- Whiteford, C.M., 1976. Magnetic anomaly map of Central Volcanic Region. *Geophys. Div. Rep. 101*, Department of Scientific and Industrial Research, Wellington, New Zealand.
- Whiteford, C.M. and Lumb, J.T., 1975. A catalogue of physical properties of rocks; Volume I: Listing by catalogue number. *Geophys. Div. Rep. 105*, Department of Scientific and Industrial Research, Wellington, New Zealand.
- Wilson, C.J.N., Houghton, B.F. and Lloyd, E.F., 1986. Volcanic history and evolution of the Maroa-Taupo area. In: I.E.M. Smith (Editor), *Late Cenozoic Volcanism in New Zealand*. *R. Soc. New Zealand Bull.*, 23: 194-223.
- Wilson, C.J.N., Rogan, A.M., Smith, I.E.M., Norfhey, D.J., Nairn, I.A. and Houghton, B.F., 1984. Caldera volcanoes of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *J. Geophys. Res.*, 89: 8463-8484.
- Wohletz, K. and Heiken, G., 1992. *Volcanology and Geothermal Energy*. University of California Press, Berkeley-Los Angeles-Oxford, 432 pp.
- Woodward, D.J. and Caldwell, T.G., 1992. Apparent magnetisation from aeromagnetic data. *Explor. Geophys.*, 23:447-452.
- Woodward, D.J. and Ferry, L.M., 1973. Sheet 5 Rotorua (1st edition) *Gravity Map of New Zealand 1: 250,000*. Department of Scientific and Industrial Research, Wellington, New Zealand.
- Woodward, D.J. and Ferry, L.M., 1974. Sheet 8 Taupo (1st edition) *Gravity Map of New Zealand 1: 250,000*. Department of Scientific and Industrial Research, Wellington, New Zealand.