

## Спинкса К.Д. и другие. Структурный контроль вулканизма и образования кальдер вулканической зоны Таупо, Новая Зеландия

Spinksa K.D., Acocella V., Colea J.W., Bassett K.N. Structural control of volcanism and caldera development in the transtensional Taupo Volcanic Zone, New Zealand//Journal of Volcanology and Geothermal Research 144 (2005) 7– 22

### 1. Введение.

Понимание, как региональная структура может влиять или контролировать вулканизм является основной определяющей задачей эволюции рифтовых зон и магматических провинций. Такое понимание требует значительных знаний всей полноты структурных и вулканических особенностей района, а также их множественных взаимосвязей. Особая значимость геометрии (общей архитектуры и сегментации) и кинематики (направления и магнитуды растяжения) рифтовой зоны. Первичные вулканические параметры включают объём, состав и возраст эруптивных продуктов и типы вулканов (стратовулканы, кальдеры, эруптивные каналы (жерла) и трещины). Главным интересом является влияние тектоники на подъём, размещение и извержение магм в условиях прямой и косой конвергенций (Nakamura, 1977; Glazner, 1991; Tikoff, de Saint Blanquat, 1997; Acocella, Rossetti, 2002). В этих структурных позициях подъём магмы, образующий вулканические дуги обычно контролируется сдвиговыми структурами, такими как наблюдаются в центральных Андах (De Silva, 1989), СВ Японии (Sato, 1994), и Мексике (Tibaldi, 1992). Тем не менее, районы, расположенные в рифтах, могут также образоваться в конвергентных структурах, таких как наблюдаются в Вулканической зоне Таупо (ВЗТ) Новой Зеландии (Cole, 1990), на Тирренской границе Италии (Malinverno, Ryan, 1986). Изучение этих структур со специальных позиций должно дать понимание взаимосвязи между скоростью деформации и магматизмом (Paterson, Tobsich, 1992; Petford et al., 2000), и как тектоника влияет на состав магм и тип извержения (Grocott et al., 1994; Riller et al., 2001). В этом исследовании используются некоторые работы, исследующие структурный контроль на вулканизм во внутреннем дуговом рифте растяжения Вулканической зоны Таупо (ВЗТ) Северного острова Новой Зеландии (рис.1) Мы сосредоточимся на структурных и вулканических сторонах активности в последние 300 тысяч лет. Аспекты геометрии рифта и структуры кальдер полученные в результате детального анализа изображения цифровой модели превышений (ЦМП) (рис. 2А) и полевых работ построенных по структурным данным, полученным недавно (Acocella et al., 2003; рис. 2В). Эти новые данные сочетаются с предыдущими опубликованными вулканологическими, геохимическими и геофизическими данными.

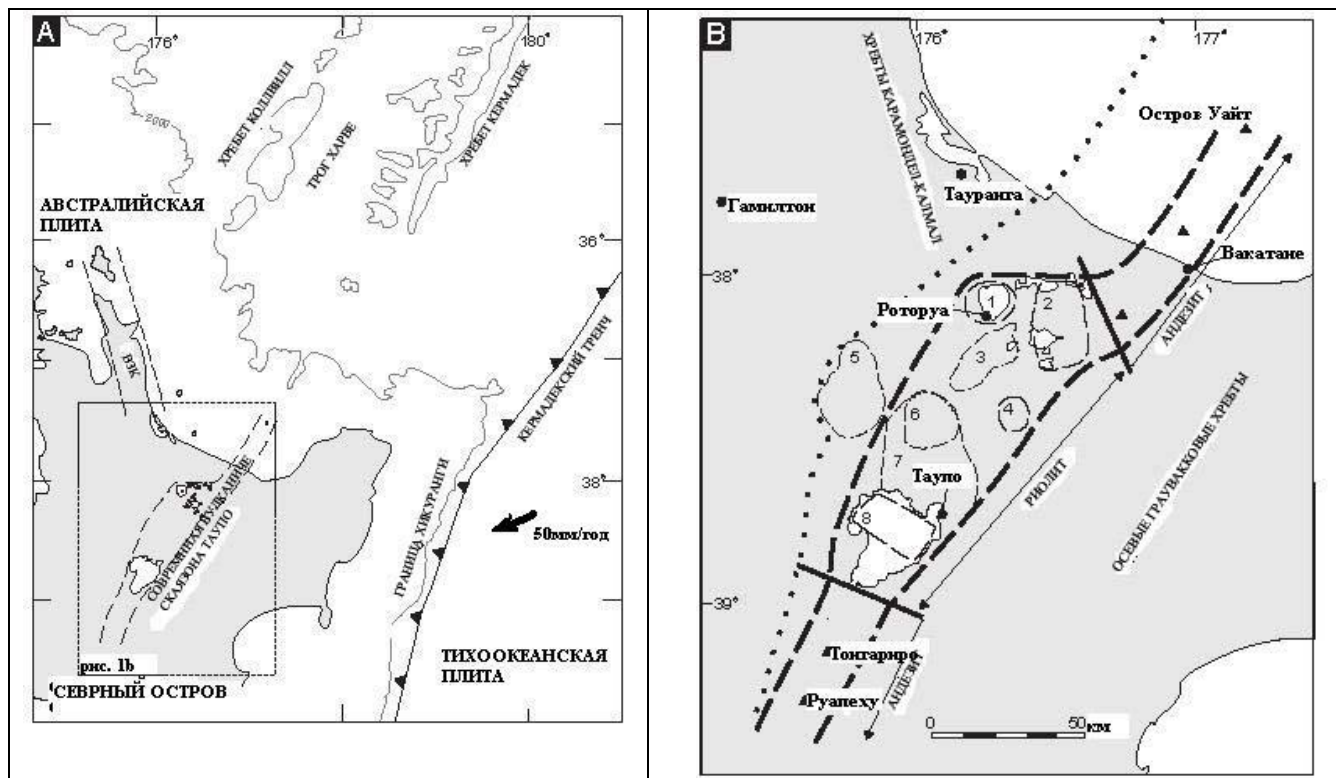


Рис. 1. (А) Геологическая позиция Вулканической зоны Таупо (ВЗТ) на Северном Острове Новой Зеландии относительно Кермадекского тренча и Хребта и Трога Хавре (очерчены изобатой 2000м). Граница современной ВЗТ (300 тыс. лет) показаны пунктирными линиями. Видоизменено из Davey et al. (1995). (В) Карта ВЗТ, показывающая кальдеры и сегментацию по составу в андезитовых и риолитовых сегментах. Кальдеры (1) Роторуа; (2) Окатаина; (3) Капенга; (4) Репороа; (5) Мангакино; (6) Мароа; (7) Вакамарау; (8) Таупо.

## 2. ВЗТ и её тектонические позиции.

ВЗТ является зоной четвертичного известково-щелочного вулканизма и внутри дугового рифтинга на Северном Острове Новой Зеландии (рис. 1А). Субдукция, направленной на запад Тихоокеанской плиты под Австралийскую плиту образовала систему Хикуранги дуга-трэнч (Cole, Lewis, 1981), стыкующуюся под углом с системой Кермадекский хребет - Трог Хавре на севере. Граница между активным внутри дуговым растяжением в ВЗТ и растяжением Трога Хавре, однако, представляет собой систему эшелонного типа (Carter, 1980; Wright, 1992; Рис. 1А). Следовательно, ВЗТ означает современное расположение интрадугового рифтинга, связанного с полной конвергентной структурой внутри Северного острова и обуславливается очень сильным уменьшением мощности земной коры до 15км (Bibby et al., 1995). Вулканическая активность в ВЗТ началась ~ 2млн. лет назад (Houghton et al., 1995). Современный центр активного вулканизма и растяжения сосредоточены в удлиненной зоне ССВ-ЮЮЗ направления, протяженность которой 250 км от Вулкана Руапеху до вулкана Остров Уайт (рис. 1В). Эта зона включает всю активность последних 300 тысяч лет (Houghton et al., 1995; Wilson et al., 1995) и представлена здесь в виде Современной ВЗТ (рис. 1В). Современная ВЗТ разделена на три части, вытянутые вдоль неё (рис. 1В): (а) центральная часть (от Окатаины до Таупо) с несколькими кальдерами, связанными с риолитовым вулканизмом на поверхности (Wilson et al., 1984, 1995; Graham et al., 1995) и плутонами в недрах (Soengkoно, 1995; Brown et al., 1998), (b) две латеральные части (Руапеху на юге и Вакатане – Остров Уайт на севере) с андезито-дацитовыми стратовулканами (Wilson et al., 1995; Wilson, 1996; Houghton et al., 1995). Центральная секция является чрезвычайно продуктивным регионом риолитового вулканизма (~0.28 м<sup>3</sup>/с) и геотермальными потоками (~4200 МВт), исключительными на Земле (Wilson, 1996). Это исследование сосредоточено на определении структурного контроля вулканизма в Современной ВЗТ (300 тыс.лет). Восемь кальдер или кальдерных комплексов были описаны в центральной части ВЗТ, действовавших в течение 1.6 млн. лет (Wilson et al., 1995; Fig. 1В); четыре из них (Окатаина, Таупо, Роторуа и Репороа) образовались в течение последних 300 тысяч лет.

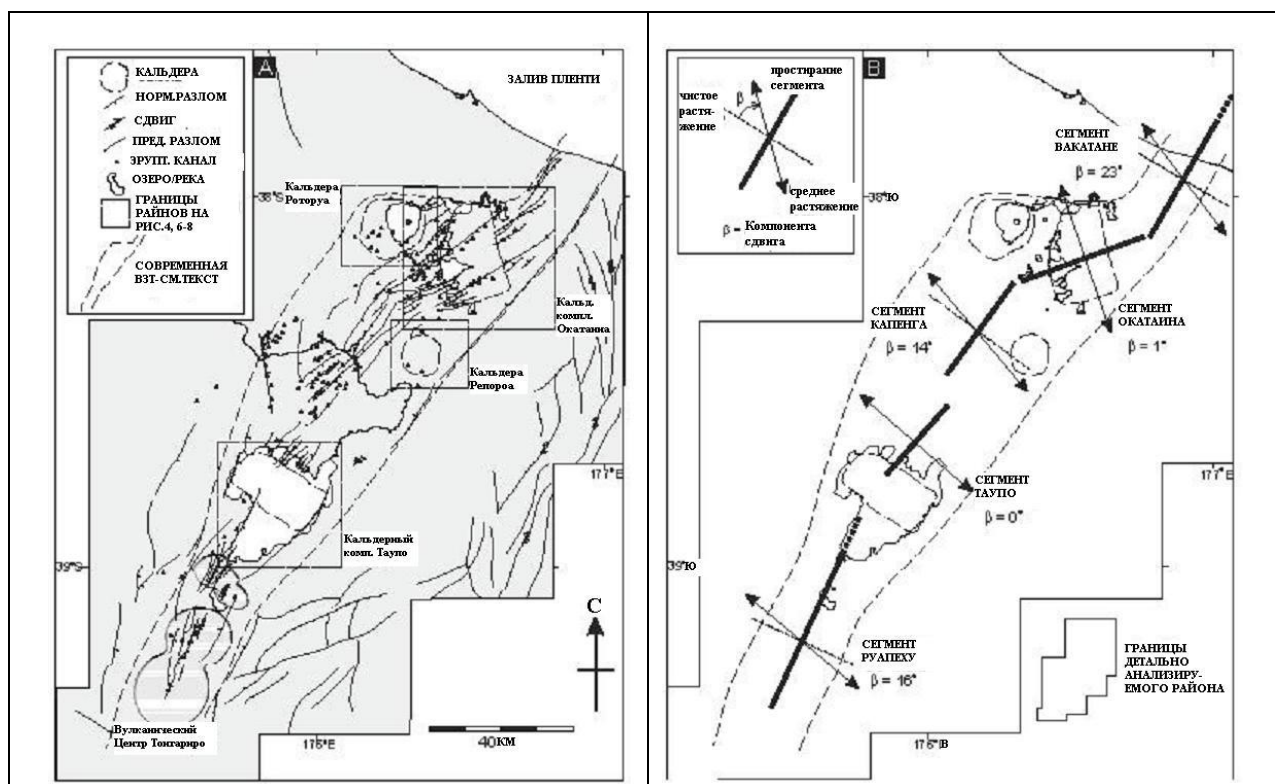


Рис. 2. (А) Обобщенная региональная структура ВЗТ, показывающая расположение 4 современных кальдер и их соотношение с рифтовой структурой. (В) Сегменты рифта ВЗТ, показывающие их направления растяжения и степень правостороннего сдвига ( $\beta$ ) в каждом сегменте. Acocella et al. (2003).

Они включают, как кальдерных комплексов с многочисленными событиями (Окатаина и Таупо), так кальдеры, образованные одним событием (Репороа и Роторуа; рис. 2А). В частности, кальдерные комплексы Окатаина и Таупо, расположенные на границах центральной части ВЗТ, являются наиболее продуктивными риолитовыми вулканами на Земле, скорости извержения которых составляют  $0.1\text{ м}^3/\text{с}$  и  $0.2\text{ м}^3/\text{с}$ , соответственно, усредненные для последних 65 тысяч лет (Wilson, 1993). Дистанционный и наземный структурный анализ Современной ВЗТ показывает, что она состоит из 5 сегментов (рис. 2В), в которых степень правостороннего сдвига варьирует. Полная компонента правостороннего сдвига вдоль ВЗТ составляет  $\sim 37\%$  общего смещения (Acocella et al., 2003), принимая во внимание расчётное растяжение  $\sim 7$  мм/год (Darby, Meertens, 1995; Villamor, Berrigman, 2001), с компонентой правостороннего сдвига соответственно до  $\sim 2.6$  мм/год. Сегменты с наибольшей правосторонней компонентой находятся на концах (Вакатане и Руапеху) и в середине центральной части (Капенга) ВЗТ, тогда как чистое растяжение ограничено такими сегментами, которые содержат кальдерные комплексы Окатаина и Таупо (Acocella et al., 2003).

### 3. Результаты

#### 3.1. Соотношения между объёмами растяжения и эруптивного материала.

Современные структурные данные (Acocella et al., 2003) позволяют предполагать, что 5 сегментов ВЗТ характеризуются различной степенью правостороннего смещения, выраженного углом  $\beta$ . Большой  $\beta$  - большой правый компонент. Если  $\beta=0^\circ$ , то сегмент подвергается исключительно растяжению (рис. 2В). Для каждого из этих сегментов была проведена оценка объёмов извергнутого материала на основании опубликованных данных (таблица 1). Объёмы Эквивалента Плотной Породы (ЭПП) брались из большого ряда источников. Расчёт таких объёмов, как лав, так и пирокластики, производился, следовательно, с некоторыми существенными ошибками. Во всех случаях использовалась стандартная ошибка 25%. Предполагается, что приведенные объёмы меньше фактических объёмов, в особенности там, где они включают, в значительной степени, неизвестные объёмы материала, заполняющего кальдеры. Оценены объёмы извергнутого материала за последние 300 тысяч лет, которые привлекаются для сравнения со структурными данными, приведенными Acocella et al. (2003). Не рассматривались объёмы продуктов извержения в последние 300 тысяч лет кальдер Роторуа и Репороа, так как они локализируются за пределами оси ВЗТ и не могут быть, в частности, связаны с каким-либо определенным сегментом. Для того, чтобы сравнить объёмы различных сегментов, общий объём извергнутых продуктов был разделен по длине сегментов, в связи с чем объём выражен был на километр. Значения  $\beta$  (рис. 2В) и сопряженные с ними оценки объёмов, показаны в таблице 1. Рисунок 3 показывает соотношение между углом скоса растяжения ( $\beta$ ), согласно оценкам Acocella et al. (2003), и объёмом извергнутых продуктов на километр каждого сегмента. Несмотря на относительно большие ошибки, обусловленные расчётами эруптивных объёмов и расчётными  $\beta$ , инверсионная корреляция показывает, что сегменты с большими компонентами растяжения ( $\beta \sim 0^\circ$ ) ассоциируются с большими эруптивными объёмами. Наоборот, сегменты с большими компонентами правого сдвига ( $\beta > 0^\circ$ ) связан с меньшими эруптивными объёмами. Таким образом, рис. 3 показывает сосредоточение эруптивной активности в сегментах Окатаина и Таупо с чистым растяжением. В общем, сегменты с повышенными значениями  $\beta$  также ассоциируются со стратовулканами (Вакатане и Руапеху), тогда как сегменты с меньшими  $\beta$  связаны с кальдерами, указывая на то, что в осевой зоне ВЗТ кальдеры связаны с наибольшим растяжением или условиями разрыва.

Таблица 1 Таблица, показывающая эруптивные объёмы, длину сегмента, эруптивный объём на километр и предварительно рассчитанные Acocella et al. (2003) значения  $\beta$ .

	РУАПЕХУ	ТАУПО	КАПЕНГА	ОКАТАИНА	ВАКАТАНЕ
ЭРУПТИВНЫЕ ОБЪЕМЫ (КМЗ)	$200 \pm 50$	$480 \pm 120$	$200 \pm 50$	$430 \pm 108$	$80 \pm 120$
ДЛИНА СЕКМЕНТА (КМ)	60	40	30	35	85
ЭРУПТИВНЫЙ ОБЪЕМ/КМ	$3.3 \pm 0.8$	$12 \pm 3$	$6.7 \pm 1.7$	$12 \pm 3$	$0.9 \pm 0.22$
$\beta$	$16^\circ \pm 5^\circ$	$0^\circ \pm 7^\circ$	$14^\circ \pm 10^\circ$	$1^\circ \pm 10^\circ$	$23^\circ \pm 4^\circ$

Эруптивные объёмы и возраст взяты из: Froggatt, Lowe, 1990; Jurado-Chichay, Walker, 2001; Nairn, 1989; Bellamy, 1991; Wilson et al., 1984, 1986; Sutton et al., 1995; Bailey, Carr, 1994; Hobden et al., 1999; Hackett, Houghton, 1989; Gravley, 2005; Leonard, 2003.

### 3.2. Кальдеры в современной ВЗТ.

В следующих разделах мы рассмотрим кальдеры в Современной ВЗТ (Репороа, Роторуа, Окатаина, Таупо) в свете существующих вулканологических, геохимических и геофизических данных и новых морфотектонических и структурных данных, полученных при анализе ЭПП и полевых исследований (рис. 4, 6-8).

#### 3.2.1. Кальдера Репороа.

Кальдера Репороа (Nairn et al., 1994) располагается в северном конце депрессии Таупо-Репороа ~15 км восточнее оси сегмента Капенга (рис. 2). Она образовалась во время извержения игнимбритов Кайнгароа  $0.23 \pm 0.01$  млн. лет назад (Houghton et al., 1995), общий объём которых составил  $100 \text{ км}^3$  (Nairn et al., 1994; Beresford, Cole, 2000; рис. 4). Литические обломки позволяют предполагать, что Репороа образовалась в результате асимметричного обрушения, сопровождавшегося радиальным размещением пирокластических потоком (Beresford, Cole, 2000). Получившаяся эллиптическая кальдера (Nairn et al., 1994) имеет хорошо выраженные северную и восточную границы, но, почти полностью открыта на запад и юг. Более древние отложения по краю кальдеры не связаны с магматической системой Кайнгароа или с образованием кальдеры Репороа (Beresford and Cole, 2000). Незначительные по объёму ( $< 2 \text{ км}^3$ ) после кальдерные риолитовые купола геохимически отличаются от магматической системы Кайнгароа (Beresford, 1997).

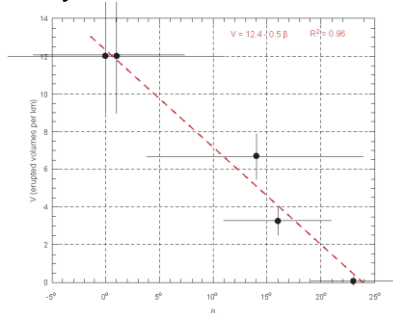


Рис. 3. Диаграмма, показывающая соотношение между значением правого сдвига ( $\beta$ ) в каждом сегменте ВЗТ (для каждого см. рис.2В) эруптивным объёмом на км длины сегмента отнесенному к последним 300 тыс. лет. Сегменты с чистым расширением (Таупо и Окатаина) ассоциируются с самыми большими эруптивными объёмами.

Кальдера характеризуется небольшой, но чёткой негативной гравитационной аномалией (Nairn et al., 1994; Stagpoole, 1994; Stagpoole, Bibby, 1999; рис. 5) и аномалией низкой скорости Р-волны ( $V_p$ ), что согласуется с низкой плотностью и низкой  $V_p$  отложений, заполняющих кальдеру (Sherburn et al., 2003). Гравитационная аномалия хорошо согласуется с топографическим выражением кальдеры, что проявляется в вдоль западной границы и чёткой круглой восточной границе (Nairn et al., 1994), подчёркивая асимметричное обрушение (Beresford and Cole, 2000). Расположение и морфология после кальдерных риолитовых куполов и предполагаемого погребенного комплекса куполов, фиксируемого магнитными исследованиями (Soengkono, Hochstein, 1996), не имеет чётко проявленной линейности эруптивных каналов. Однако, Nairn et al. (1994) считает, что эти эруптивные каналы располагаются вдоль края кальдеры и предполагаемых кольцевых разломов внутри кальдеры. Новые данные ЭПП и полевые данные (рис. 2А и 4В) показывают, что кальдера Репороа располагается в нескольких километрах от восточной границы района активного тектонизма ВЗТ, самые активные разломы которого ограничивают грабен Капенга (рис. 2). Кальдера Репороа имеет почти круглую форму с примерными размерами 11 x 13 км и хорошо сохранившиеся 250 метровой высоты эскарпы обрушения вдоль северной границы. Длинная ось (С-Ю) кальдеры (эксцентricность  $E = L_{\text{мин}}/L_{\text{макс}} = 0.85$ , где  $L_{\text{мин}}$  и  $L_{\text{макс}}$  являются короткой и длинной осями кальдеры, соответственно) наклонена по отношению регионального простирания разломов к западу. На востоке обрыв разлома СВ простирания (рис. 4В) объединяется с восточной границей кальдеры, простирающейся С-Ю. Кальдера не пересекается более молодыми разломами, её границы не прерывают более древние структуры. Хотя региональные структуры могли играть ограниченную роль в контроле асимметричного обрушения кальдеры Репороа (Beresford and Cole, 2000), морфология кальдеры в целом не подвергалась воздействию расположения (геометрии) региональных разломов.

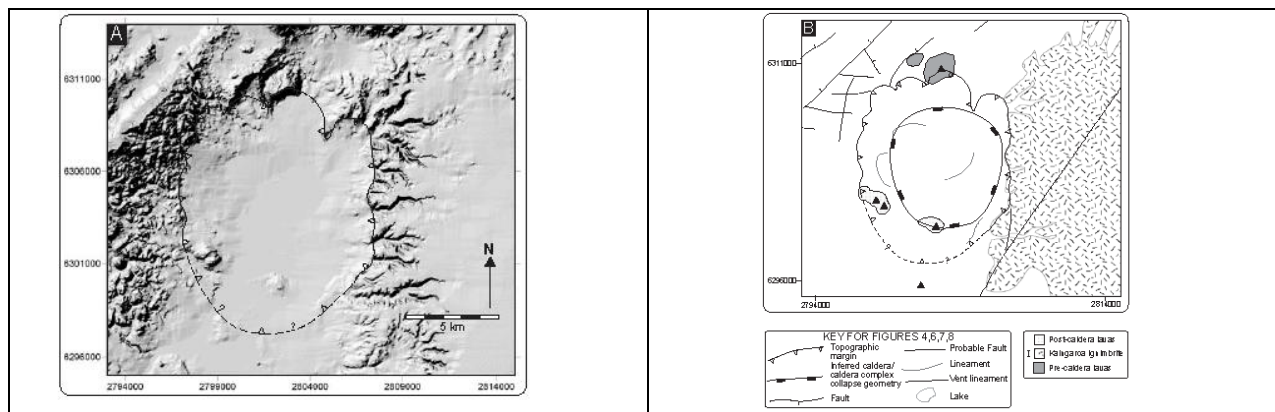


Рис. 4. Кальдера Репороа. (А) Затененное изображение рельефа кальдеры Репороа. Изображения затененного рельефа для этого рисунка и рис.6-8 получены в масштабе цифровой модели превышений(ЦМП) 1 : 50 000; Сетка координат соответствует сетке карты Новой Зеландии (NZMG). (В) Структурная карта кальдеры Репороа полученная при анализе данных ЭПП. Также показаны до – и после кальдерные лавы и игнимбриты, связанные с образованием кальдеры. Геология по Beresford и Cole (2000).

### 3.2.2. Кальдера Роторуа.

Кальдера Роторуа располагается в 15-20км с СЗ от соединения осей рифтов Окатаина и Капенга (рис. 2). Кальдера образовалась во время извежения Игнимбритов Мамаку 220-230 тыс. лет назад (Shane et al., 1994; Houghton et al., 1995; Black et al., 1996; Milner et al., 2002), с минимальным эруптивным объёмом (включая внутри кальдерные игнимбриты)  $145\text{ км}^3$  ЭПП (Milner et al., 2003). Хотя более ранние события предполагаются (Wood, 1992), современные исследования (Milner et al., 2002, 2003) показывают, что Роторуа является кальдерой одного события. До кальдерные риолитовые купола, рассеянные по краю 21 x22км структуры (Milner et al., 2002; Fig. 6B) химически отличаются друг от друга и от магматической системы Мамаку. На оборот, большая часть после кальдерных вулканических куполов ( $\sim 4\text{ км}^3$ , Wilson et al., 1984) геохимически аналогична магматической системе Мамаку (Milner et al., 2002).

Кальдера Роторуа характеризуется меридиональной негативной гравитационной аномалией, расположенной к западу и юго-западу от озера Роторуа (Rogan, 1982; Hunt, 1992; Fig. 5). Изолинии гравитационной аномалии расположены не концентрически относительно границ кальдеры (рис. 5) и определяют асимметричность поднятия в северо-восточном и северо-западном направлениях. Аномалия низкой  $V_p$  согласуется с отрицательной гравитационной аномалией и структурой обрушения, заполненной вулканокластическим материалом (Sherburn et al., 2003). Новые данные ЭПП и полевые исследования (рис. 2А и 6В) показывают, что Роторуа располагается в нескольких километрах к западу от района современного тектонизма ВЗТ, и большая часть активных разломов ограничивается стыком между сегментами Капенга и Окатаина (рис. 2).

Кальдера Роторуа проявляется на изображениях ЦМП, как субкольцевая структура обрушения, размер которой 20 x 16км с эксцентricностью  $E=0.8$ . Дно кальдеры занято озером диаметром  $\sim 9\text{ км}$  и молодыми морфоструктурами после кальдерного комплекса куполов. Топографическая граница вокруг кальдеры почти непрерывная и наилучшим образом проявляется там, где наблюдаются обрывы в до кальдерных риолитовых куполах ли в Игнимбритах Мамаку (рис. 6А). В других местах граница маркируется границами поднятых круто вверх Игнимбритов Мамаку, трактуемая, как граница деформации Milner et al. (2002). Юго-восточная граница кальдеры примерно параллельна региональным разломам северо-восточного простирания вблизи сегмента Окатаина. Другие линеаменты кальдеры кольцевые и проявляются в виде обрывов, ограничивающих кальдеру, и сопряженных с ними деформациями, но не региональными структурами (разломами).

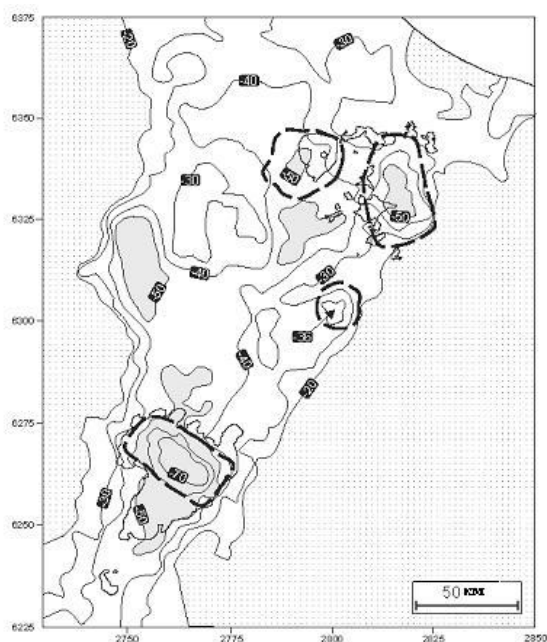


Рис. 5. Остаточная гравитационная аномалия Буге ВЗТ с границами современных кальдер. Участки со значениями менее  $-50 \mu\text{gal}$  и более  $-20 \mu\text{gal}$  показаны светлым тоном с точками и заштрихованными, соответственно. Координатная сетка соответствует сетке карты Новой Зеландии (NZMG). Заметно, что Окатаина и Таупо ассоциируются со значительно большими (по размеру и интенсивности) отрицательными гравитационными аномалиями, чем Роторуа и Репороа. Изолинии гравитации взяты из Davy и Caldwell (1988) и Nairn et al. (1994).

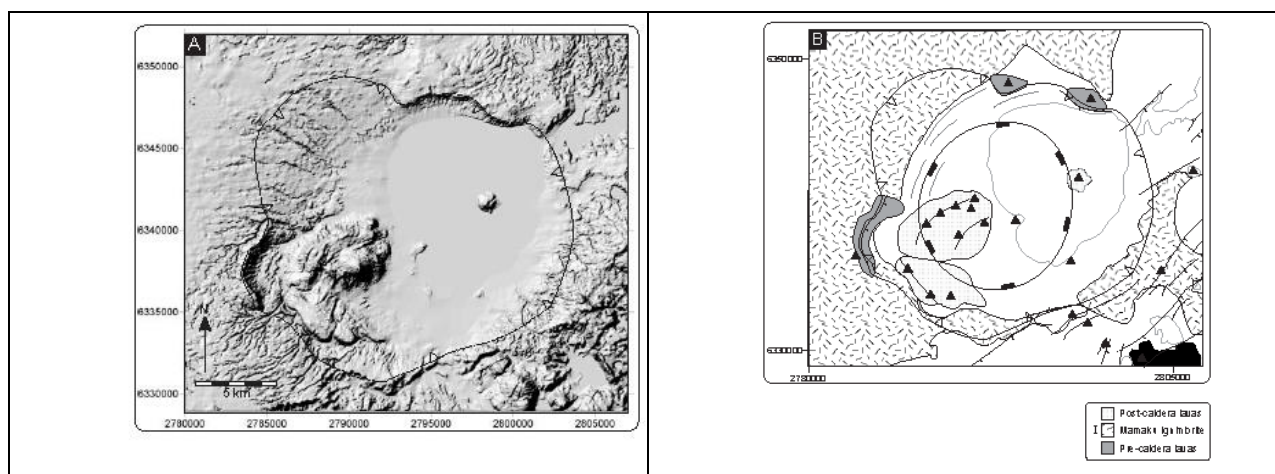


Рис. 6. Кальдера Роторуа. (А) Изображение с затененным рельефом кальдеры Роторуа. (В) Структурная карта Кальдеры Роторуа сделанная при анализе данных ЦМП. Также показаны до кальдерные и после кальдерные лавы и игнимбриты, связанные с образованием кальдеры. Геология Milner et al. (2002).

### 3.2.3. Кальдерный комплекс Окатаина.

Кальдерный Комплекс Окатаина (ККО) представляет собой наложение и скопление структур обрушения, в основном, заполненных после кальдерными риолитами (рис. 7). Кальдерный комплекс образовался в результате двух главных событий обрушения, связанных с игнимбритами Матахина, возраст которых  $0.28 \pm 0.01$  млн. лет (Bailey, Carr, 1994; даты из Houghton et al., 1995), извержением Ротоити, произошедшим 65 тысяч лет назад (Nairn, 1981, 1989; возраст из Houghton et al., 1995), и измененными в результате мощного внутри кальдерного риолитового вулканизма (Jurado-Chichay, Walker, 2000; Nairn, 1989). Объёмов магмы, связанный с событиями Матахина и Ротоити оценивается в  $150 \text{ км}^3$  (Bailey, Carr, 1994) и  $120 \text{ км}^3$  (Froggatt and Lowe, 1990), соответственно. Другие эруптивные события Вулканического Центра Окатаина (ВЦО) ценятся объёмом  $150 \text{ км}^3$  (e.g. Froggatt and Lowe, 1990; Jurado-Chichay, Walker, 2001; Bellamy, 1991). Игнимбриты Матахина и Ротоити располагаются, преимущественно, на восток и север от ВЦО и, очевидно, связаны с эруптивными каналами локализовавшимися в южной и северной

частях кальдерного комплекса, соответственно, (Nairn, 1989; рис. 7В). До кальдерные лавы, петрографически, разные. Лавы и пирокластика извергавшиеся между главными кальдерообразующими событиями, также связаны, по меньшей мере, с двумя разными типами магм (Bowyer, 2001). Многочисленные исследования эруптивной активности после извержения Ротоити (Leonard et al., 2002; Bowyer, 2001; Smith, 2001; Jurado-Chichay, Walker, 2000) показывают, что эти события совершались из многих не больших магматических источников. Чёткая большая отрицательная остаточная гравитационная аномалия (Rogan, 1982; Davy, Caldwell, 1988; рис. 5) и аномалия низкой  $V_p$  (Sherburn et al., 2003) определяют меридиональную депрессию, совместимую с границами кальдеры на карте и заполненную большим объёмом вулcano-кlastических отложений, обладающих низкой  $V_p$  и низкой плотностью. Моделирование гравитационных и магнитных данных дает разные глубины фундамента 5км и 1-2км, соответственно (Rogan, 1982). Однако, чёткая аномалия низких  $V_p$  на 4 км хорошо согласуется с минимальной глубиной распространения структуры обрушения (Sherburn et al., 2003). Новые данные ЦМП и полевые данные показывают, что Окатаина локализуется вдоль главного изгиба с простиранием ВСВ-ЗЮЗ зоны осевого рифта ВЗТ (рис. 2А67В). ККО представляет собой сложную структуру, оконтуренную морфологически молодыми внутри кальдерными вулканическими образованиями, сопряженную с более древними и более расчлененными участками, сложенными до кальдерными лавами и игнимбритами, обрамляющими границы кальдеры (рис. 7А). Обрывы, ограничивающие кальдеру, эродированы и большая часть их перекрыты после кальдерными эруптивными образованиями. Кальдерный комплекс размером 28 x 15 км имеет прямоугольную форму с эксцентricностью  $E=0.54$  (рис. 7В) и простирание С883, примерно перпендикулярным оси рифта Окатаина (рис. 2В). Структура дна кальдеры скрыта под внутри кальдерным массивом риолитов и, таким образом, современная граница имеет сложное строение. Чёткая подобная заливам топографическая граница проявляется там, где зоны интенсивного образования региональных разломов с простиранием ВЮВ-ЗЮЗ внутри сегмента Окатаина пересекают кальдеру. Обрыв, ограничивающий кальдеру на юге и юго-западе, тянется параллельно этим региональным разломам или продолжает их, вплоть до разломов Нетрендинг, протягивающихся вдоль западной границы кальдеры (рис. 7В). Изрезанный заливами берег образует дополнительные бассейны в главной меридиональной структуре и является продолжением бросающихся в глаза линейных зон эруптивных каналов, пересекающих кальдеру, сформированных после кальдерными комплексами риолитовых куполов. Две линейные зоны фактически являются осями соседних рифтовых сегментов Капенга и Вакатане. По существу, они маркируют их продолжение а районе Окатаина, фиксируя здесь смещение оси рифта на ~20 км (рис. 2).

### 3.2.4. Кальдерный Комплекс Таупо (ККТ).

Кальдерный Комплекс Таупо (ККТ) (Cole et al., 1998; рис. 8) в прошедшие 65 тысяч лет был очень активным (Wilson et al., 1986; Houghton et al., 1995). В то же время следует отметить, что хотя его история реконструируется плохо, но имеются данные, что этот ККТ был активным в течение 300 тыс. лет (Wilson et al., 1986). Во время кальдерообразующего извержения Оруануи 26.5 тыс. лет назад (оценка Wilson, 1993) изверглось ~400 км<sup>3</sup> магмы (Self, 1993; Wilson, 1991; Sutton et al., 1995).

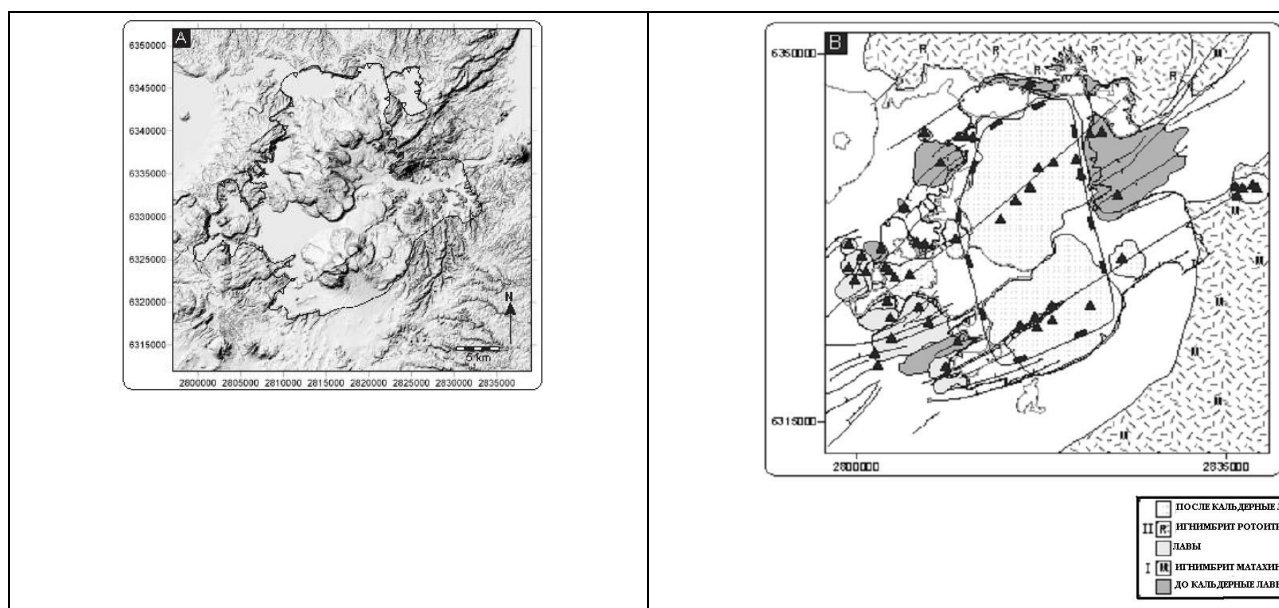


Рис. 7. Кальдерный Комплекс Окатаина.(А) Затененное изображение рельефа Кальдерного Комплекса Окатаина.(В) Структурная карта ККО, построенная по данным ЦМП. Так же показаны до- и после кальдерные лавы и кальдерообразующие игнимбриты. I и II связаны с первым и вторым кальдерообразующими событиями, соответственно. Геология из Nairn (1989).

Wilson (1993) определил 28 отдельных извержений после извержения Оруануи, наибольшее из которых извержение Таупо (объем выброшенного материала  $35\text{ км}^3$ ) произошло 1800 лет назад в восточной части озера (Wilson, Walker, 1985; Smith, Houghton, 1995; рис. 8В). Петрологические исследования (Sutton et al., 1995, 2000) показали наличие здесь сложной магматической системы, которая представлена разными типами магм, время нахождения которых в земной коре было не продолжительным. Эруптивная активность до- и после главных кальдерообразующих событий отражает наличие многих чётко проявляющихся серий магм, в то время как более крупные гомогенные магматические тела генерировались до кальдерообразующих извержений Оруануи и Таупо (Sutton et al., 1995). Анализ обломков пород игнимбритов Оруануи и Таупо определяет участие разных свит пород в двух типах игнимбритов, что предполагает наличие многочисленных разных структур обрушения (Cole et al., 1998). Чёткая трапецидальная форма отрицательной гравитационной аномалии определена в северной части озера, северная и южная границы которой вытянуты перпендикулярно восточной границе ВЗТ (Davy, Caldwell, 1988; рис. 5). Это самая интенсивная отрицательная гравитационная аномалия в ВЗТ (Davy, Caldwell, 1988), и она согласуется со структурой кальдерного обрушения, простирающейся СЗ-ЮВ, заполненной вулканокластикой с относительно низкой плотностью. Геофизические данные также показывают дифференцированное опускание кальдеры в южной части озера и маркируют структурную южную границу кальдеры, простирающейся СЗ-ЮВ (Davy, Caldwell, 1988). Новые данные ЭПП и полевые исследования (рис. 2А, 8В) показывают, что Таупо располагается внутри осевой рифтовой зоны ВЗТ. Кальдерный комплекс, размер которого  $28 \times 16 \text{ км}$ , имеет прямоугольную форму с эксцентриситетом  $E=0.57$  и простирается длиной оси  $S \ 3 \ 63^\circ$ , которое примерно перпендикулярно рифтовому сегменту Таупо (рис. 2В). Региональные разломы северо-восточного простирания, контролируемые серии полуостровов и заливов, пересекаются северной границей кальдеры, в то время как восточная и западная границы частично фестончатые, но обычно имеют линейный характер (рис. 2В). Южная часть озера Таупо занимает депрессию, ограниченную разломами СВ простирания, пересекающими южную границу кальдеры. Западная граница этой структуры является продолжением системы разломов, секущими Вулканический Центр Тонгариро к югу. Заметной структурой является разветвление разлома с простираем (~ $20^\circ$ ) на юг и север кальдерного комплекса (рис. 8В). Этот изгиб чётко фиксирует границу рифтовыми сегментами Руапеху и Таупо (Acocella et al., 2003). Эруптивные каналы до кальдерных лав на юге и севере кальдерного комплекса располагаются вдоль линейментов северо-восточного простирания (рис. 8В). Каналы после оруануиских извержений, в основном находятся на восточной окраине кальдерного комплекса (Wilson, 1993; рис. 8В).

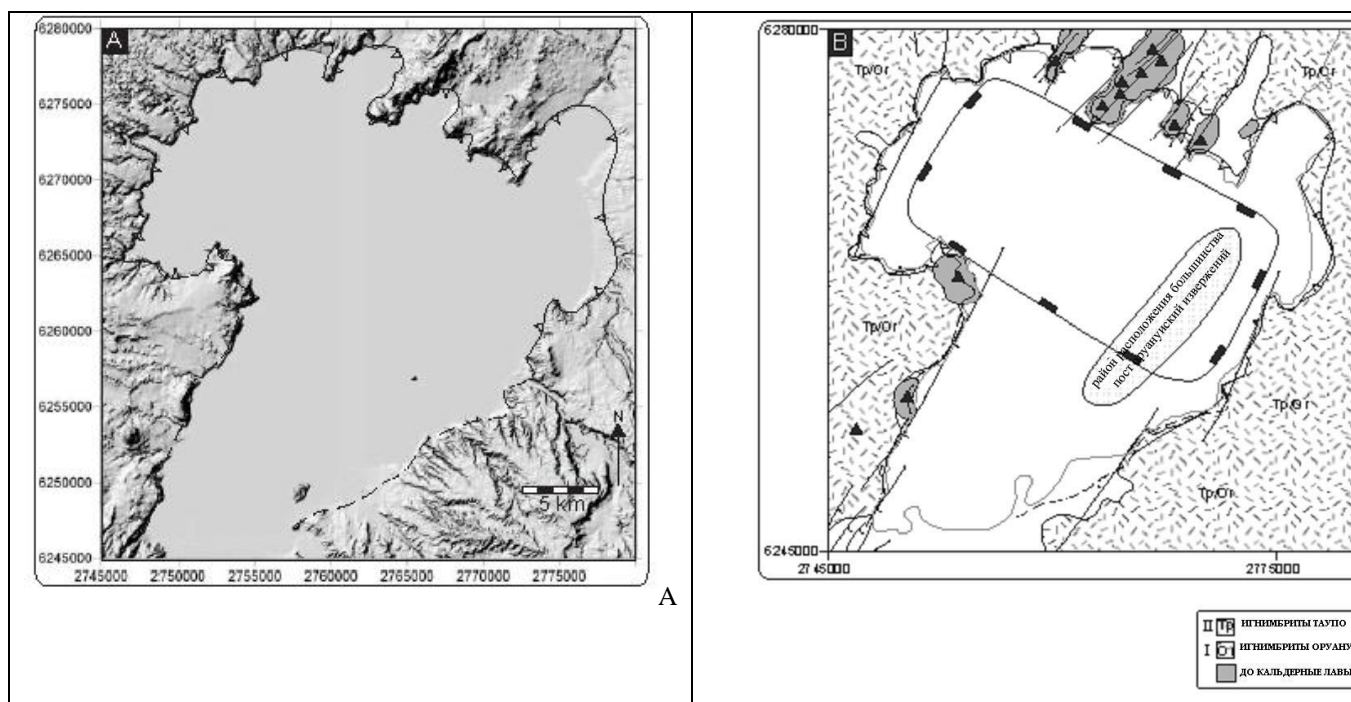


Рис. 8. Кальдерный Комплекс Таупо. (А) Затененное изображение рельефа Кальдерного Комплекса Таупо. (В) Структурная карта Кальдерного Комплекса, идентифицирующая до кальдерные лавы, кальдерообразующие игнимбриты и расположение эруптивных каналов после оруануиских извержений. Геология по Wilson (1993) и Sutton et al. (1995).



#### 4. Дискуссия.

##### 4.1. Вдоль осевые взаимоотношения между тектоникой и вулканизмом.

Рисунок 3 показывает обратную корреляцию между правосторонней компонентой расширения и объёмом эруптивной магмы вдоль сегментированной Современной Таупской Вулканической Зоны растяжения. Самые большие эруптивные объёмы кальдерных комплексов в сегментах Окатаина и Таупо связаны с самой высокой степенью растяжения. Наоборот, меньшие эруптивные объёмы андезитовых вулканов в сегментах Руапеху и Вакатане ассоциируются с самой высокой степенью правого смещения. Основное значение этой корреляции является генетическая связь между степенью расширения и эруптивным объёмом и типом извержения. В качестве первого приближения мы можем рассмотреть две главные возможности для объяснения этих взаимоотношений. (1) Верхнекоровые тектонические процессы контролировали места накопления магмы и внедрения. Расширение коры, фактически, уменьшает небольшие горизонтальные напряжения сжатия, увеличивая подъём магмы через кору, в основном, путём внедрения даек ( Gudmundsson, 1998, 2003).

(2) Присутствие больших объёмов магмы в определенных местах в верхней коре контролировало структурную эволюцию рифтовой системы. Магматизм мог играть важную роль в формировании структурного стиля и эволюции рифтов ( Vigneressse et al., 1999; Lynch, Morgan, 1987; Morley, 1999). Четыре причины предполагаются, по которым первая модель более вероятна. (1) Силовое внедрение дайки внутрь земной коры, приводящее к региональному расширению, является самым простым путём, в результате которого происходит подъём и накопление магмы на небольшой глубине в земной коре. Большое растяжение в особых местах будет сопровождаться накоплением больших объёмов магмы. (2) Эруптивные каналы всех типов вулканизма в ВЗТ, включая Таупо и Окатаина, обычно располагаются вдоль линий параллельных региональным структурам. (3) Геометрия кальдер Таупо и Окатаина определяет чёткое влияние тектоники на формирование кальдер и их эволюцию. (4) Оси растяжения сегментов Таупо и Окатаина совпадают с расчётным общим направлением растяжения ВЗТ  $C3\ 46^0$  (Acocella et al., 2003).

##### 4.2. Поперек осевые взаимоотношения между тектоникой и вулканизмом.

Собранные данные показали, что современная ВЗТ характеризуется 4 кальдерами, расположенными за пределами (Репороа, Роторуа) и внутри (Окатаина и Таупо) осевой рифтовой зоны. Репороа и Роторуа являются моногенными кальдерами, связанными с извержением однократных игнимбригов. Как были центры лишь незначительных проявлений после кальдерного вулканизма, так и были центры, связанные с относительно простыми магматическими системами. Только кальдера Роторуа является местом проявления нескольких после кальдерных эруптивных событий, связанных с магмами, участвовавшими в образовании кальдер. Меньшие (как по интенсивности, так и по размерам) отрицательные гравитационные аномалии и данные ЭПП и полевых исследований позволяют предполагать наличие простых, субкольцевых структур обрушения с сериями дуговых обрывов. В кальдерах Репороа и Роторуа региональные тектонические структуры – редкие или отсутствуют. Наоборот, кальдерные комплексы Окатаина и Таупо представлены скоплениями многих структур обрушения, которые служили источниками, по крайней мере, 2 событий извержений игнимбригов и характеризовались мощным после кальдерным вулканизмом. Здесь, пространственно сопряженные, до- и после кальдерообразующие эрупции являются процессами, порожденными магматическими телами, независимых кальдерообразующих магматических систем. Более крупные (как по интенсивности, так и по размерам) отрицательные гравитационные аномалии и аномалии низких  $V_p$ , наряду с данными ЭПП и полевых исследований, позволяют предполагать присутствие более крупные и более сложные структуры обрушений, изображаемые обычно линейными границами, определяющими прямоугольную форму перпендикулярно расположенную к региональным структурам. Перпендикулярное расположение длинной оси кальдеры и местной рифтовой структуры согласуется с аналогичными соотношениями, отмечаемые в других местах (Bosworth et al., 2003), как функция расширения очага параллельно минимальному горизонтальному напряжению. Как Окатаина, так и Таупо характеризуются значительным присутствием региональных тектонических структур. Здесь пересечение региональных разломов с границами кальдер привело к формированию дополнительных структур обрушения, распространяющихся за пределы структурного опускания, оконтуренного по геофизическим данным, формируя обычно большего размера сложную топографическую границу. Эти данные показывают, что кальдерные структуры современной ВЗТ можно разделить на две группы: (1) Вне рифтовые кальдеры являются простыми, относительно небольшими, почти кольцевыми моногенными структурами, которые слабо связаны с активной региональной структурой (Репороа и Роторуа). (2) Внутри рифтовые кальдерные

комплексы являются большими по размерам и в них распознается множество структур обрушения. Они имеют прямоугольные очертания границ и тесно связаны с активными региональными структурами (Окатаина и Таупо, рис. 9). Эти различия подчеркивают контролируемую роль активной региональной тектоники в расположении, строении и эволюции кальдерных систем внутри рифтовой зоны. Расположение главной кальдеры на активной оси рифтовой зоны является обычной ситуацией во всех мировых аналогичных структурах. Однако, в модели кальдерного вулканизма ВЗТ также наблюдается локализация кальдер вне осевой рифтовой зоны. Среди возможных объяснений необходимо рассматривать сопряженность кальдер Роторуа и Репороа с южным окончанием миоцен-плейстоценовой Вулканической Зоны Коромандел (ВЗК) (Skinner, 1986; рис. 1). Ранее существовавшие структуры, связанные с ССЗ-ЮЮВ простиранием ВЗК, по-видимому, простираются под центральной частью ВЗТ и могут обуславливать предпочтительное дренирование восходящих магм, как внутри, так и вне осевой рифтовой зоны. Эта гипотеза подтверждается, в первую очередь, наличием второстепенных разломов ~СЗ-ЮВ в районах Карапенга и Роторуа (Acocella et al., 2003).

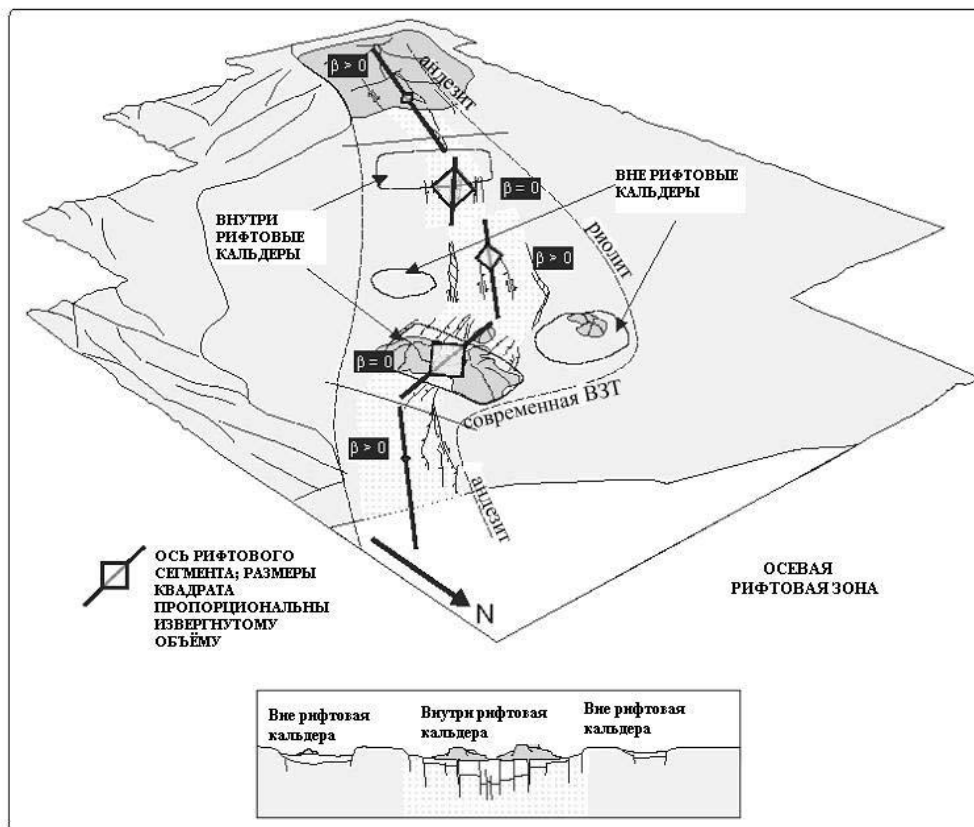


Рис. 9. Схематический рисунок ВЗТ (наклонная карта и разрез), обобщающий структурный контроль над вулканизмом. Изменения в правосторонней компоненте растяжения ( $\beta$ ), эруптивные объемы (пропорционально квадратам) и кальдерные структуры современной ВЗТ показаны в качестве функции тренда сегмента (длинная ось) и расстояния от оси (поперечная ось).

Эти нарушения могут быть слабо проявлены на поверхности унаследованной структуры, активизированной вновь во время эволюции современной ВЗТ. Во вторых, гипотеза подтверждается заметной взаимосвязью между главным изгибом рифтовой оси Окатаина и предполагаемыми ранее существовавшими структурами, присутствовавшими в ВЗК, с её ориентацией. Эта взаимосвязь может быть изучена полуколичественным способом, принимая углы  $\phi = 53^\circ$  (между трендом рифта и ранее существовавшими структурами) и  $\alpha = 40^\circ$  (между трендом рифта и трендом трансферной зоны Окатаина) и полное аспектное отношение  $A=2.35$  (длина/ширина) трансферной зоны Окатаина. В предыдущем исследовании (Acocella et al., 1999) показали корреляцию между трендом разрывов фундамента ( $\phi$ ) и ориентировкой ( $\alpha$ ) и формой ( $A$ ) трансферных зон, как в узких рифтах мира. так и в аналоговых экспериментах. Факт, что значения  $\phi$ ,  $\alpha$  и  $A$ , полученные для ВЗТ согласуются с таковыми полученными экспериментально по другим трансферным зонам (рис. 7 в Acocella et al., 1999) позволяют предполагать, что присутствие ранее существовавших структур ВЗК может играть важную роль в контроле архитектуры ВЗТ в районе Окатаина.

### 4.3. Общий анализ.

Представленные данные обеспечивают некоторое понимание структурного контроля вулканической активности, как внутри зоны ВЗТ, так и поперек её осевой части. Однако, классической проблемой исследования ВЗТ является бросающаяся в глаза сегментация андезитовых окончаний и центральной зоны, где доминируют риолитовые кальдеры (Cole, 1990; Wilson et al., 1995). Эти данные позволяют нам принимать во внимание эту широкую сегментацию по составу в ВЗТ, по меньшей мере, для последних 300 тысяч лет, как отражение процессов, происходящих в верхней коре, а не более глубинной динамики. Преобладание риолитов в центральной зоне приписывалось частичному плавлению лав фундамента ВЗК (Cole, 1990). Однако, химические данные предлагают более сложную петрогенетическую модель, включающую сочетание фракционирования базальтовых родоначальных магм с ассимиляцией земной коры (Graham et al., 1995). Петрогенетическая модель не была способна адекватно объяснить аномально высокий тепловой поток в центральной части ВЗТ. Мы предполагаем, что увеличение степени расширения земной коры в центральной зоне может объяснить ограниченное распределение риолитового вулканизма в результате стимуляции чрезвычайным уменьшением мощности, уменьшением давления и частичным плавлением мантийной астеносферы, генерирующими аномальный источник тепла для (1) частичного плавления пригодного для этого материала земной коры (Cole, 1990) или для (2) высоких скоростей образования мафических магм под земной корой (приводящих к фракционированию). Следовательно, предложенная модель показывает, что ВЗТ представляет пример рифтовой архитектуры, влияющей на особенносит генерации магмы, размещение и тип вулканизма, наблюдаемый на земной поверхности.

### 4. Заключение.

Новые дистанционные измерения и полевые структурные данные сочетались с ранее опубликованными данными по Современной ВЗТ. Результаты показали корреляцию между величиной растяжения и объёмами извергнутой магмы, а также типами извержения в каждом сегменте. Сегменты с наивысшей степенью растяжения согласуются с высокой активностью риолитовых кальдерных комплексов Таупо и Окатаина. Наоборот, Сегменты с более высокой степенью правостороннего напряжения согласуются с меньшими по объёму извержениями андезитовых стратовулканов. Поскольку кальдеры рассматриваются, то они показывают разные характерные особенности их близости к (и влияние) образованию разломов активных рифтов в ВЗТ. Внутри рифтовые кальдеры (Таупо, Окатаина) представляют собой многочисленные структуры обрушения с прямолинейными границами, с наложением более молодого вулканизма и образования разломов. Кальдеры Роторуа и Репороа являются субкольцевыми моногенными структурами обрушения, связанные с одной основной фазой игнимбритов, с незначительным после кальдерным вулканизмом. Следовательно, ВЗТ является примером, где (1) вдоль зоны осевого рифта магма может извергаться в соответствии со скоростью растяжения и (2) вулканизм является проявлением разнообразия кальдерных структур, согласно их близости к осевой зоне.

### References

- Acocella, V., Rossetti, F.**, 2002. The role of extensional structures on pluton ascent and emplacement: the case of Southern Tuscany (Italy). *Tectonophysics* 354, 71– 83.
- Acocella, V., Faccenna, C., Funiciello, R., Rossetti, F.**, 1999. Sandbox modelling of basement controlled transfer zones in extensional domains. *Terra Nova* 11, 149– 156.
- Acocella, V., Spinks, K.D., Cole, J.W., Nicol, A.**, 2003. Oblique back arc rifting of Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Tectonics* 22 (4), 1045.
- Bailey, R.A., Carr, R.G.**, 1994. Physical geology and eruptive history of the Matahina Ignimbrite, Taupo Volcanic Zone, North Island, New Zealand. *N.Z. J. Geol. Geophys.* 37, 319– 344.
- Bellamy, S.**, 1991. Some studies of the TeWairoa ignimbrites and the associated volcanic geology of the SW Okataina volcanic centre, Taupo Volcanic Zone. MSc thesis, Univ. Waikato, New Zealand.
- Beresford, S.W.**, 1997. Volcanology and geochemistry of the Kaingaroa Ignimbrite, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. PhD thesis, Univ. Canterbury, New Zealand.
- Beresford, S.W., Cole, J.W.**, 2000. Kaingaroa Ignimbrite, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: evidence for asymmetric caldera subsidence of the Reporoa Caldera. *N.Z. J. Geol. Geophys.* 43, 471– 481.
- Bibby, H.M., Caldwell, T.G., Davey, F.J., Webb, T.H.**, 1995. Geophysical evidence on the structure of the Taupo Volcanic Zone and its hydrothermal circulation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 68, 29– 58.
- Black, T.M., Shane, P.A.R., Westgate, J.A., Froggatt, P.C.**, 1996. Chronology and paleomagnetic constraints on widespread ignimbrites of the Taupo volcanic zone, New Zealand. *Bull. Volcanol.* 58, 226–238.
- Bosworth, W., Burke, K., Strecker, M.**, 2003. Effect of stress fields on magma chamber stability and the formation of collapse calderas. *Tectonics* 22 (4), 1042.

- Bowyer, D.A.**, 2001. Petrologic, geochemical, and isotopic evolution of rhyolite lavas from the Okataina, Rotorua, and Kapenga volcanic centres, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. PhD thesis, Univ. Waikato, New Zealand.
- Brown, S.J.A., Burt, R.M., Cole, J.W., Krippner, S.J.P., Price, R.C., Cartwright, I.**, 1998. Plutonic lithics in ignimbrites of Taupo Volcanic Zone, New Zealand: sources and conditions of crystallisation. *Chem. Geol.* 148, 21–41.
- Carter, L.**, 1980. NZ regional bathymetry 1: 6000000 (2nd ed). NZ Oceanographic Institute Chart. Misc. Ser. 15. Dept. Sci. Ind. Res., Wellington, NZ.
- Cole, J.W.**, 1990. Structural control and origin of volcanism in the Taupo volcanic zone, New Zealand. *Bull. Volcanol.* 52, 445–459.
- Cole, J.W., Lewis, K.B.**, 1981. Evolution of the Taupo–Hikurangi subduction system. *Tectonophysics* 72, 1–21.
- Cole, J.W., Brown, S.J.W., Burt, R.M., Beresford, S.W., Wilson, C.J.N.**, 1998. Lithic types in ignimbrites as a guide to the evolution of a caldera complex, Taupo volcanic centre, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 80, 217–237.
- Darby, D.J., Meertens, C.M.**, 1995. Terrestrial and GPS measurements of deformation across the Taupo back arc and Hikurangi forearc regions in New Zealand. *J. Geophys. Res.* 100, 8221–8232.
- Davey, F.J., Henrys, S.A., Lodolo, E.**, 1995. Asymmetric rifting in a continental back-arc environment, North Island New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 68, 209–238.
- Davy, B.W., Caldwell, T.G.**, 1988. Gravity, magnetic and seismic surveys of the caldera complex, Lake Taupo, North Island New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 81, 69–89.
- De Silva, S.L.**, 1989. Altiplano–Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology* 17, 1102–1106.
- Froggatt, P.C., Lowe, D.J.**, 1990. A review of late quaternary silicic and some other tephra formations from New Zealand; their stratigraphy, nomenclature, distribution, volume, and age. *N.Z. J. Geol. Geophys.* 33, 89–109.
- Glazner, A.**, 1991. Plutonism, oblique subduction and continental growth: an example from the Mesozoic of California. *Geology* 19, 784–786.
- Graham, I.J., Cole, J.W., Briggs, R.M., Gamble, J.A., Smith, I.E.M.**, 1995. Petrology and petrogenesis of volcanic rocks from the Taupo Volcanic Zone: a review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 68, 59–87.
- Gravley, D.M.**, 2005. The Ohakuri Pyroclastic Deposits and the Evolution of the Rotorua–Ohakuri Volcanotectonic Depression. Unpubl. PhD. thesis, University of Canterbury, Christchurch, New Zealand.
- Grocott, J., Brown, M., Dallmeyer, R.D., Taylor, G.K., Treloar, P.J.**, 1994. Mechanisms of continental growth in extensional arcs: an example from the Andean plate–boundary zone. *Geology* 22, 391–394.
- Gudmundsson, A.**, 1998. Magma chambers modelled as cavities explain the formation of rift zone central volcanoes and their eruption and intrusion statistics. *J. Geophys. Res.* 103 (B4), 7401–7412.
- Gudmundsson, A.**, 2003. Surface stresses associated with arrested dikes in rift zones. *Bull. Volcanol.* 65, 606–619.
- Hackett, W.R., Houghton, B.F.**, 1989. A facies model for a Quaternary andesitic composite volcano: Ruapehu, New Zealand. *Bull. Volcanol.* 51, 51–68.
- Hobden, B.J., Houghton, B.F., Davidson, J.P., Weaver, S.D.**, 1999. Small and short-lived magma batches at composite volcanoes: time windows at Tongariro volcano, New Zealand. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 156, 865–868.
- Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., McWilliams, M.O., Lanphere, M.A., Weaver, S.D., Briggs, R.M., Pringle, M.S.**, 1995. Chronology and dynamics of a large silicic magmatic system: central Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geology* 23, 13–16.
- Hunt, T.M.**, 1992. Gravity studies in the Rotorua area, New Zealand. *Geothermics* 21, 65–74.
- Jurado-Chichay, Z., Walker, G.P.L.**, 2000. Stratigraphy and dispersal of the Mangaone Subgroup pyroclastic deposits, Okataina Volcanic Centre, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 104, 283–319.
- Jurado-Chichay, Z., Walker, G.P.L.**, 2001. The intensity and magnitude of the Mangaone subgroup plinian eruptions from Okataina Volcanic Centre, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 111, 219–237.
- Leonard, G.S.**, 2003. The Evolution of Maroa Volcanic Centre, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Unpubl. PhD. thesis, University of Canterbury, Christchurch, New Zealand.
- Leonard, G.S., Cole, J.W., Nairn, I.A., Self, S.**, 2002. Basalt triggering of the c. AD 1305 Kaharoa rhyolite eruption, Tarawera Volcanic Complex, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 115, 461–486.
- Lynch, H.D., Morgan, P.**, 1987. The tensile strength of the lithosphere and the localization of extension. In: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds.), *Continental Extensional Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Pub., vol. 28, pp. 53–65.
- Malinverno, A., Ryan, W.B.F.**, 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics* 5, 227–245.
- Milner, D.M., Cole, J.W., Wood, C.P.**, 2002. Asymmetric, multipleblock collapse at Rotorua Caldera, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Bull. Volcanol.* 64, 134–149.

- Milner, D.M., Cole, J.W., Wood, C.P.**, 2003. Mamaku Ignimbrite: a caldera-forming ignimbrite erupted from a compositionally zoned magma chamber in Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 122, 243–264.
- Morley, C.K.**, 1999. Aspects of transfer zone geometry and evolution in East African Rifts. In: Morley, C.K. (Ed.), *Geoscience of Rift Systems—Evolution of East Africa*, American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, vol. 44, pp. 479–492.
- Nairn, I.A.**, 1981. Some studies of the geology, volcanic history and geothermal resources of the Okataina volcanic centre, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. PhD thesis, Victoria Univ., Wellington, New Zealand.
- Nairn, I.A.**, 1989. Sheet V16AC-Mount Tarawera, geological map of New Zealand, 1:50,000, Dep. of Sci. and Ind. Res., Wellington.
- Nairn, I.A., Wood, C.P., Bailey, R.A.**, 1994. The Reporoa Caldera, Taupo Volcanic Zone: source of the Kaingaroa Ignimbrites. *Bull. Volcanol.* 56, 529–537.
- Nakamura, K.**, 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation: principle and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2, 1–16.
- Paterson, S.R., Tobsich, O.T.**, 1992. Rates of processes in magmatic arcs: implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation. *J. Struct. Geol.* 14, 291–300.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.L.**, 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature* 408, 669–673.
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M., Oncken, O.**, 2001. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188, 299–311.
- Rogan, M.**, 1982. A geophysical study of the Taupo Volcanic Zone. New Zealand. *J. Geophys. Res.* 87, 4073–4088.
- Sato, H.**, 1994. The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *J. Geophys. Res.* 99, 22261–22274.
- Self, S.**, 1993. Large scale silicic phreatomagmatic volcanism: a case study from New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 17, 433–469.
- Shane, P., Black, T., Westgate, J.**, 1994. Isothermal plateau fission track age for the paleomagnetic excursion in the Mamaku Ignimbrite, New Zealand, and implications for late Quaternary stratigraphy. *Geophys. Res. Lett.* 21, 1695–1698.
- Sherburn, S., Bannister, S., Bibby, H.**, 2003. Seismic velocity structure of the central Taupo Volcanic Zone, New Zealand, from local earthquake tomography. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 122, 69–88.
- Skinner, D.N.B.**, 1986. Neogene volcanism of the Hau raki Volcanic region. In: Smith, I.E.M. (Ed.), *Late Cenozoic Volcanism in New Zealand*, R. Soc. N.Z. Bull., vol. 23, pp.21–47.
- Smith, V.**, 2001. The stratigraphy and geochemistry of the Mangaone subgroup tephra beds, Okataina volcanic centre, New Zealand. MSc thesis, Auckland Univ. Auckland, New Zealand.
- Smith, R.T., Houghton, B.F.**, 1995. Vent migration and changing eruptive style during the 1800 ka Taupo eruption: new evidence from the Hatepe and Rotongaio phreatoplinian ashes. *Bull. Volcanol.* 57, 432–439.
- Soengko, S.**, 1995. A magnetic model for deep plutonic bodies beneath the central Taupo Volcanic Zone, North Island, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 68, 193–207.
- Soengko, S., Hochstein, M.P.**, 1996. Interpretation of magnetic anomalies over the Reporoa geothermal field, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Proceedings 18th N.Z. Geothermal Workshop*, pp. 243–248.
- Stagpoole, V.M.**, 1994. Interpretation of refraction seismic and gravity data across the eastern margin of the Taupo Volcanic Zone. *Geothermics* 23, 501–510.
- Stagpoole, V.M., Bibby, H.M.**, 1999. Residual gravity anomaly map of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, 1:250 000, version 1.0. Institute of Geological & Nuclear Sciences Geophysical Map 13. Institute of Geological & Nuclear Sciences Limited, Lower Hutt, New Zealand. K.D. Spinks et al. / *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144 (2005) 7–22 21
- Sutton, A.N., Blake, S., Wilson, C.J.N.**, 1995. An outline geochemistry of rhyolite eruptives from Taupo volcanic centre, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 68, 153–175.
- Sutton, A.N., Blake, S., Wilson, C.J.N., Charlier, B.L.A.**, 2000. Late Quaternary evolution of a hyperactive rhyolite magmatic system: Taupo volcanic centre, New Zealand. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 157, 537–552.
- Tibaldi, A.**, 1992. The role of transcurrent intra-arc tectonics in the configuration of a volcanic arc. *Terra Nova* 4, 567–577.
- Tikoff, B., de Saint Blanquat, M.**, 1997. Transpressional shearing and strike-slip partitioning in the Late Cretaceous Sierra Nevada magmatic arc, California. *Tectonics* 16, 442–459.
- Vigneresse, J.L., Tikoff, B., Ameglio, L.**, 1999. Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics* 302, 203–224.
- Villamor, P., Berryman, K.**, 2001. A late Quaternary extension rate in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, derived from fault slip data. *N.Z. J. Geol. Geophys.* 44, 243–269.
- Wilson, C.J.N.**, 1991. Ignimbrite morphology and the effects of erosion: a New Zealand case study. *Bull. Volcanol.* 53, 635–644.
- Wilson, C.J.N.**, 1993. Stratigraphy, chronology, styles and dynamics of late Quaternary eruptions from Taupo volcano, New Zealand. *Philos. Trans. R. Soc. Lond., A*, 205–306.
- Wilson, C.J.N.**, 1996. Taupo's atypical arc. *Nature* 379, 27–28.

**Wilson, C.J.N., Walker, G.P.L.,** 1985. The Taupo eruption, New Zealand. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A: Math. Phys. Sci.* 314, 199– 228.

**Wilson, C.J.N., Rogan, M.A., Smith, I.E.M., Northey, D.J., Nairn, I.E., Houghton, B.F.,** 1984. Caldera volcanoes of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *J. Geophys. Res.* 89, 8463– 8484.

**Wilson, C.J.N., Houghton, B.F., Lloyd, E.F.,** 1986. Volcanic history and evolution of the Maroa–Taupo area, Central North Island. In: Smith, I.E.M. (Ed.), *Late Cenozoic Volcanism in New Zealand*, R. Soc. N.Z. Bull., vol. 23, pp. 194–223.

**Wilson, C.J.N., Houghton, B.F., McWilliams, M.O., Lanphere, M.A., Weaver, S.D., Briggs, R.M.,** 1995. Volcanic and structural evolution of Taupo Volcanic Zone, New Zealand: a review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 68, 1– 28.

**Wood, C.P.,** 1992. Geology of the Rotorua geothermal system. *Geothermics* 21, 25– 41.

**Wright, I.C.,** 1992. Shallow structure and active tectonism of an offshore continental back-arc spreading system: the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Mar. Geol.* 103, 287– 309.